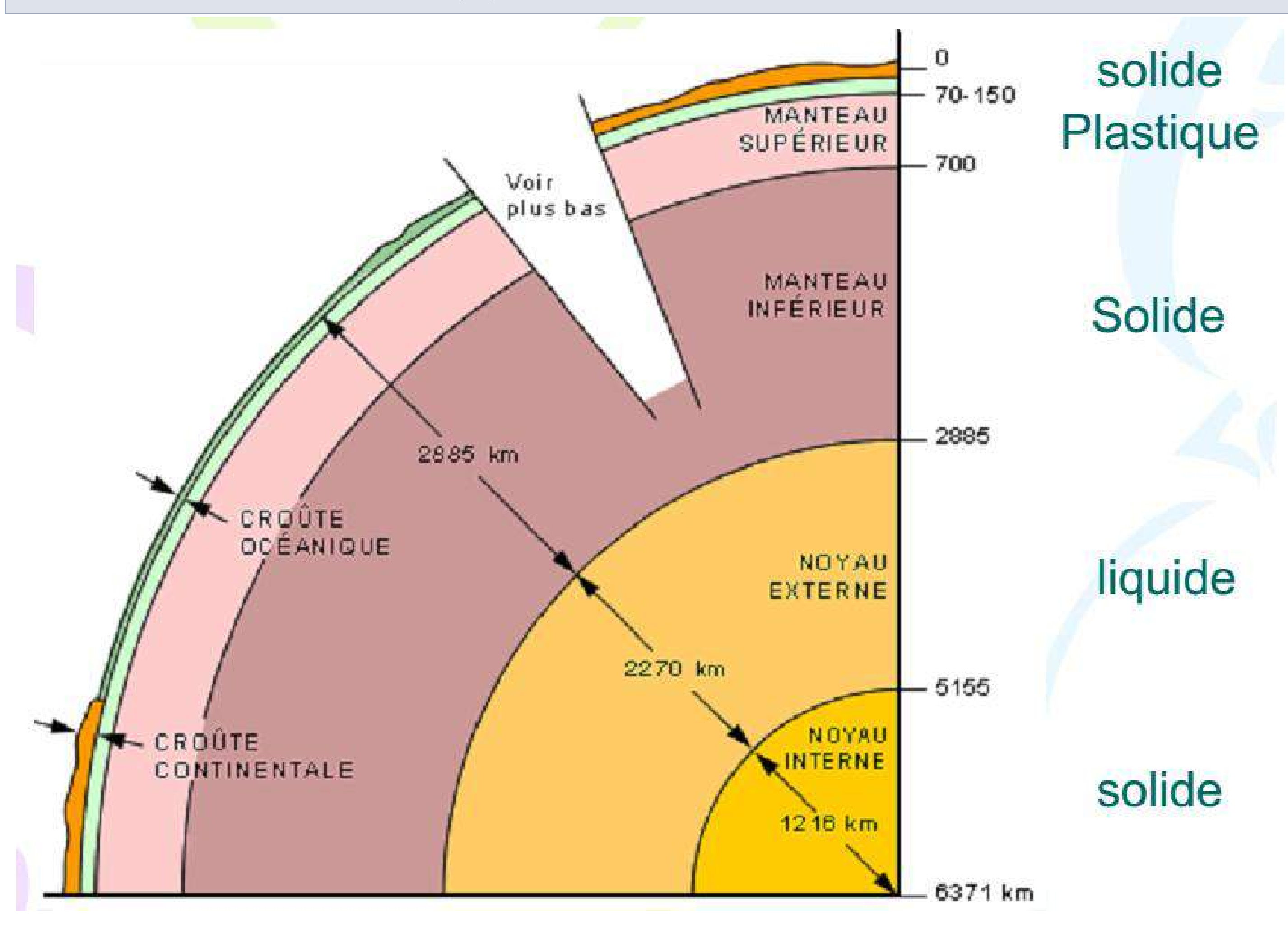
Géologie générale

STRUCTURE INTRENE DE LA TERRE

MODELE SISMOLOGIQUE DE LA TERRE



L'intérieur de la Terre est constitué d'une succession de couches de propriétés physiques différentes.

a. Sur la base des discontinuités majeures des vitesses des ondes sismiques :

Sur la base des discontinuités majeures mises en évidence par la variation brusque de la vitesse des ondes sismiques du globe terrestre permet de distinguer de l'extérieur vers l'intérieur

Noyau : il représente 16% du globe terrestre. Le noyau a une épaisseur maximale de 3300 km. Il comprend :

- Le noyaux externe, dont la profondeur est comprise entre 2900 km et 5150 km.
- Le noyau interne (ou Graine), dont la profondeur est comprise entre 5150 km et 6370 km.

Manteau : il représente 82,5 % en volume de la Terre. Son épaisseur est de 2900 km. Il est limité à la base par la discontinuité majeure de Gutenberg. On peut distinguer au sein de ce manteau 2 unités :

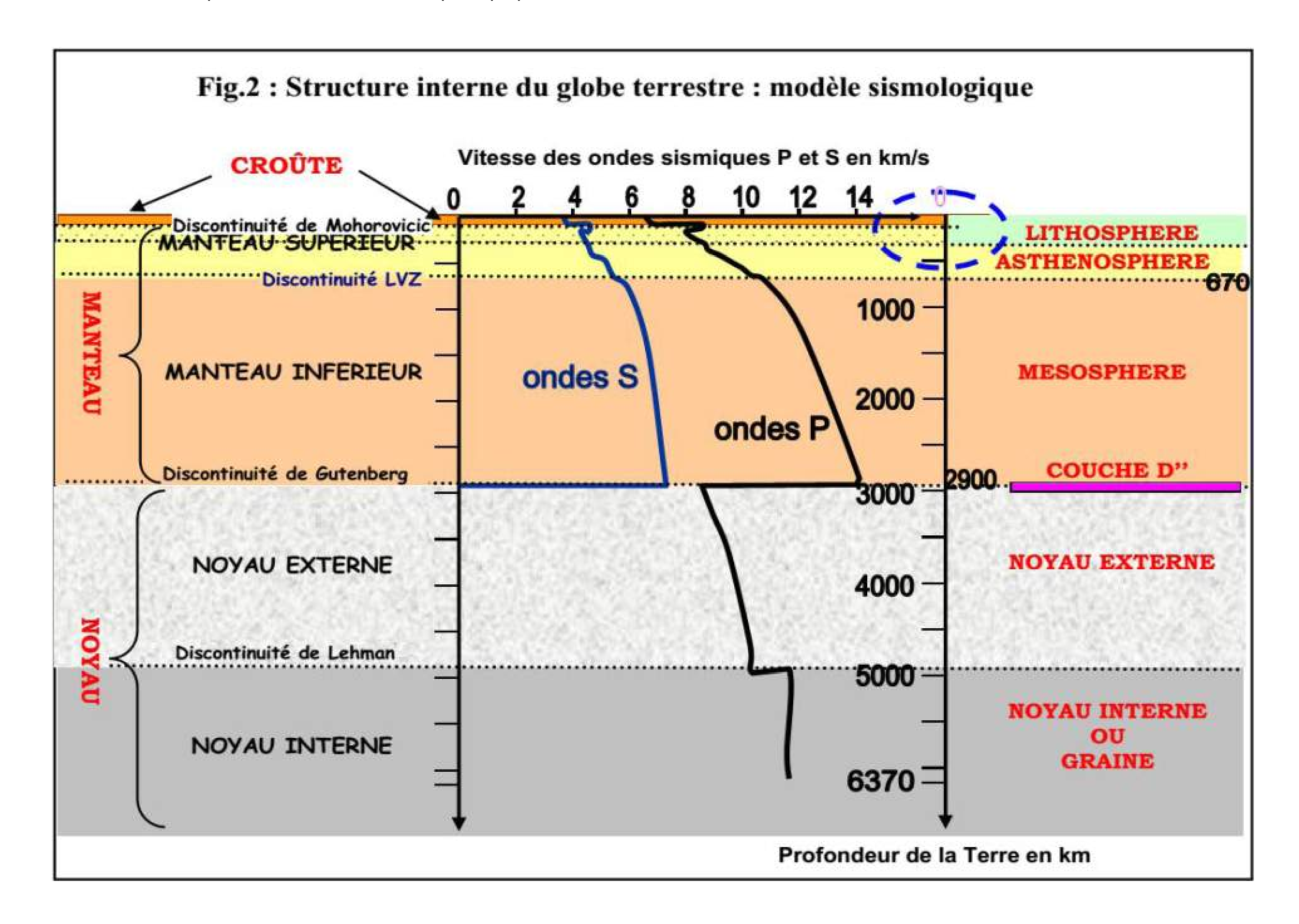
- Le manteau supérieur qui s'étend jusqu'à 670 km.
- le manteau inférieur dont la profondeur est comprise entre 670 km et 2900 km.

Ecorce ou croûte : c'est la couche externe qui représente 1,5% volume de la Terre. Elle est limitée à la base par la discontinuité majeure de Mohorovicic (dite Moho). Il faut distinguer 2 types de croûte :

Zouhair El Allali

– La croûte continentale, épaisse en moyenne de 35km (mais dont l'épaisseur peut atteindre 70 km sous les hautes chaînes de montagnes.

– La croûte océanique, très mince (5 à 8km sous les océans). Les différences d'épaisseur de la croûte sont étroitement liées aux phénomènes d'isostasie qui impliquent les différences de la densité des roches.



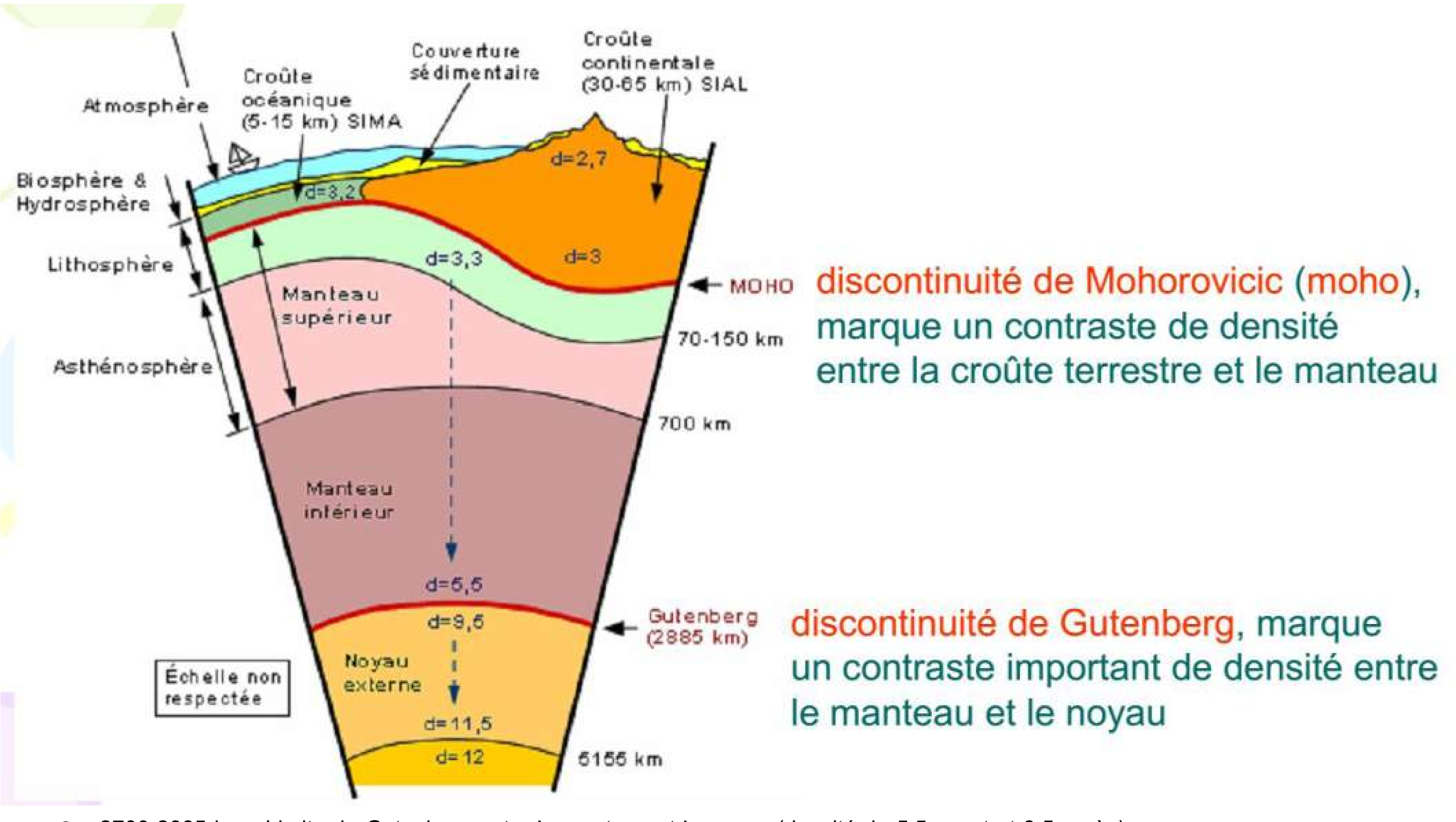
b. Sur la base du comportement physique des couches :

Lorsqu'on tient compte du comportement physique des matériaux, selon qu'ils se comportent comme des matériaux rigides ou comme des matériaux «mous», on distingue :

1. **La lithosphère** : qui est bloc rigide et qui comprend la croûte et la partie sommitale rigide du manteau supérieur. Son épaisseur varie entre 5 km sous les océans et 100 km au niveau des continents. Sa limite inférieure est marquée par une discontinuité des ondes sismique dite LVZ (Low Velocity Zone).
2. **L'asthénosphère** : qui est une zone «molle» ou «plastique» qui s'étend depuis la limite inférieure de la lithosphère jusqu'à 670 km de profondeur. Elle est formée du reste du manteau supérieur dont la partie supérieure est une zone de moindre vitesse des ondes sismiques (LVZ) dont l'épaisseur est d'environ 200 km. Sa densité est d'environ 3,3g/cm^3.
3. **Le noyau externe** : est une couche liquide comprise entre la couche D'' et la discontinuité de Lehmann. Sa densité est croissante avec la profondeur ; elle passe de 9,5 g/cm^3 jusqu'à 11,5 g/cm^3.
4. **Le noyau interne** : est une couche solide appelée graine. Sa densité d est égal à 12 g/cm^3.

Coupe de la terre :

- 0 km = surface.
- 7km = Croûte océanique. 30km = croûte continentale (max80). Moho = limite croûte – Manteau.
- 70-150 km : Low Velocity Zone : Début de LVZ ≈ Limite entre lithosphère et asthénosphère (densité = 3.3).
- 400 km : Début de la zone de transition (On passe de l'olivine au spinelle) (densité augmente).
- 660-700 km : Transition manteau sup et inf. (Passe du spinelle à la pérovskite à 660 km) (limite de convection).
- 2600-2700 km : Couche D'' discontinuité sismique par les slabs qui ralentit les ondes, base des plumes.



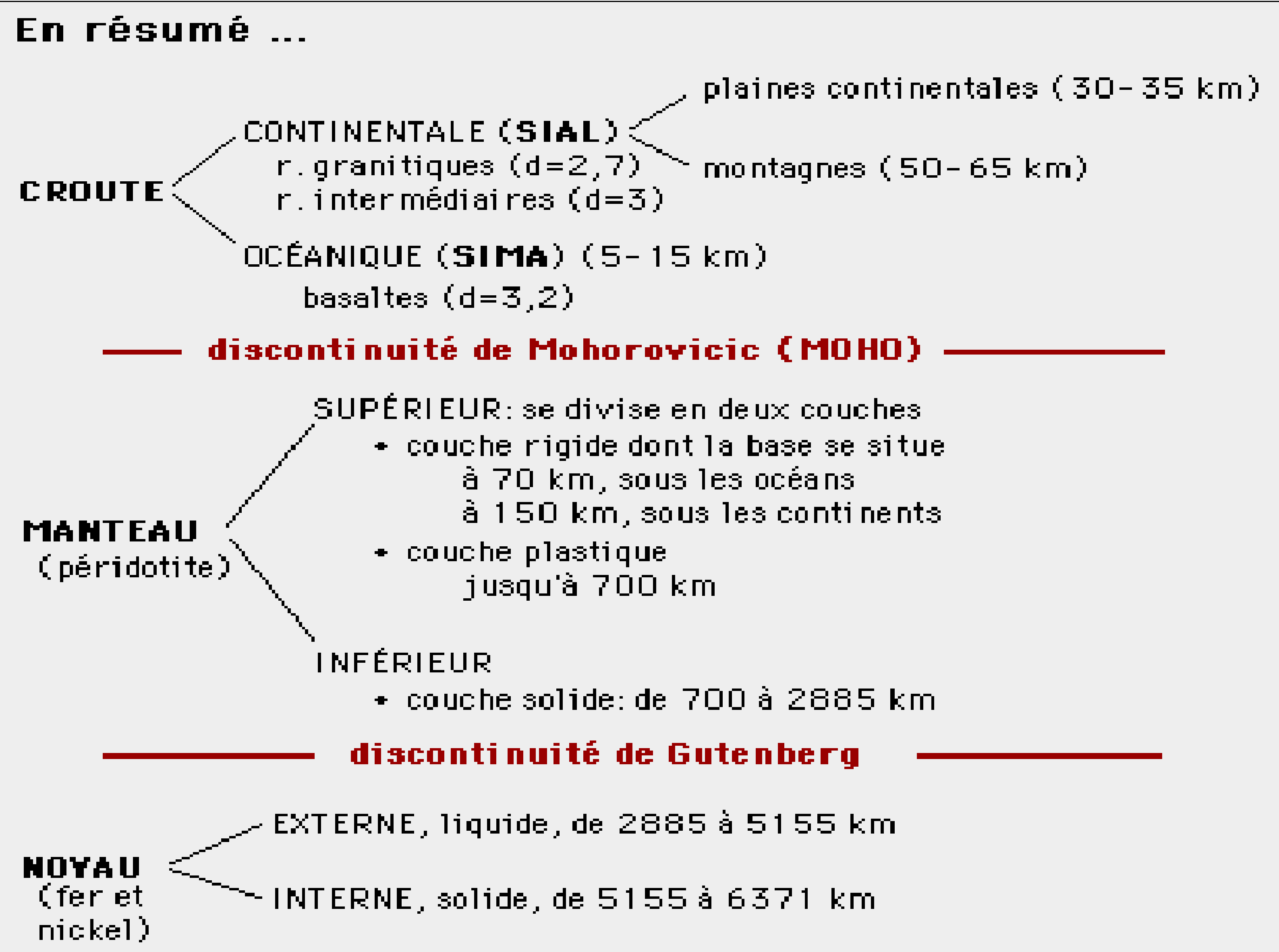
- 2700-2885 km : Limite de Gutenberg entre le manteau et le noyau (densité de 5.5 avant et 9.5 après).
- 5155 km : Limite de Lehmann : Entre le noyau externe (fer, nickel, souffre, oxygène) et interne (fer, nickel).

- L'intérieur de la Terre a été établi à partir du comportement des ondes sismiques lors des tremblements de terre.
- Les sismologues Mohorovicic et Gutenberg ont réussi à déterminer l'état et la densité des couches par l'étude du comportement des ondes sismiques.
- La vitesse de propagation des ondes sismiques est fonction de l'état et de la densité de la matière.

MODELE GEOCHIMIQUE, MINERALOGIQUE DE LA TERRE

1. Principe des méthodes d'étude

La composition chimique et minéralogique des matériaux à l'intérieur de la Terre est bien connue pour les premiers 250 km de profondeur de la Terre grâce à l'étude directe :



- Des péridotites qui sont des roches autrefois profondes, mais maintenant visibles à la surface à la suite de leur soulèvement (par le mécanisme d'abduction) et de l'érosion des terrains qui les cachaient.
- Des basaltes et de ses enclaves de péridotites dont le magma est située dans le manteau à différentes profondeurs.

Au-delà de 250 km la composition chimique et minéralogique est actuellement connue indirectement par l'étude :

- Des matériaux en comprimant par exemple les péridotites entre deux cellules de diamant avec des pressions et des températures équivalentes à celles des différentes zones du manteau.
- Des vitesses de transmission des ondes sismiques dans différents matériaux en comparant les résultats avec les vitesses obtenues lors d'un séisme.
- L'étude des météorites différenciées ainsi que la sismologie expérimentale ont permis de donner une idée sur la composition chimique du noyau.

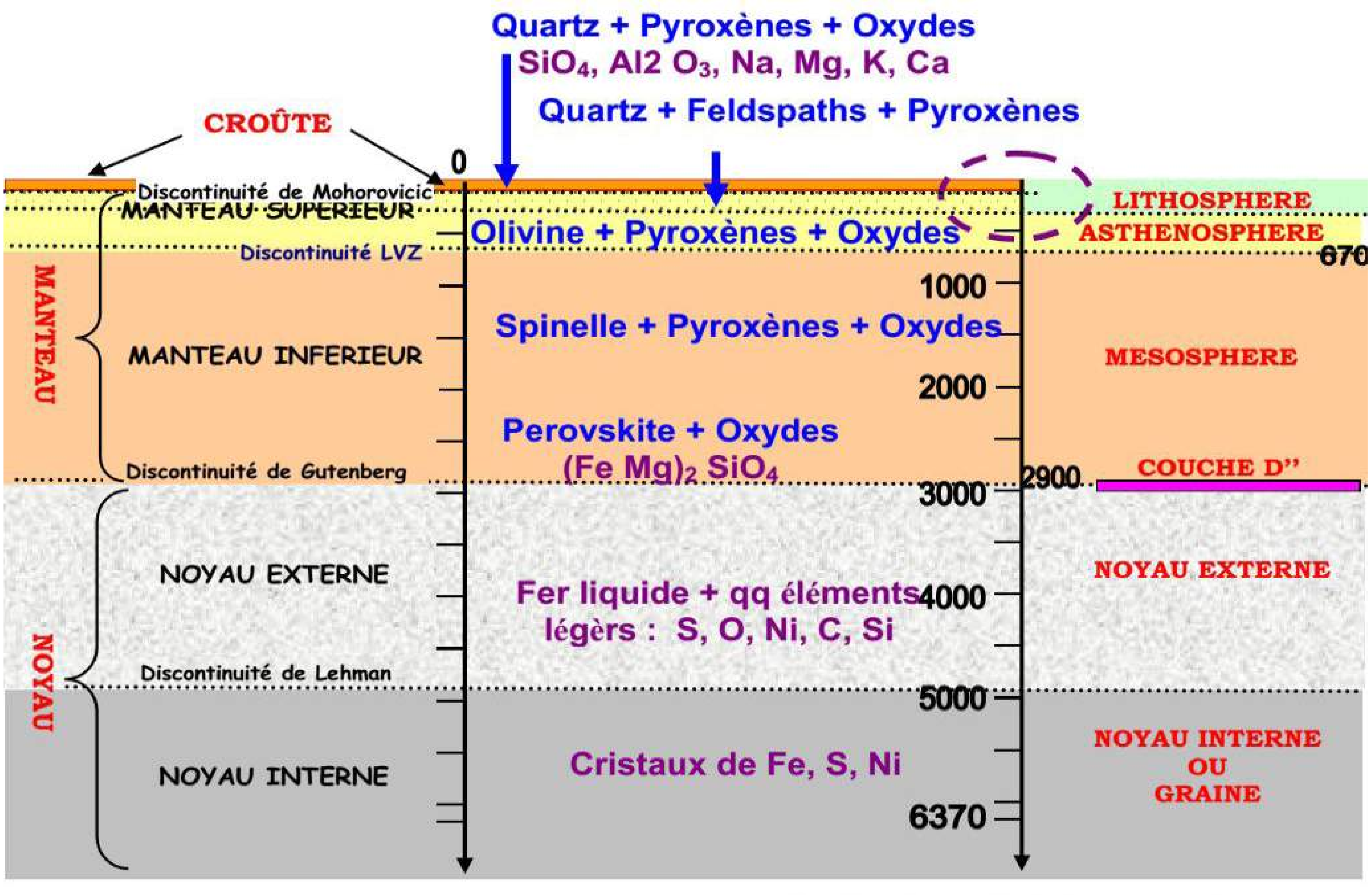
2. Résultats

La croûte

Les constituants principaux de la croûte sont la silice SiO_2 (50 à 60% en moyenne) et d'Alumine (Al_2O_3) (15 à 16% en moyenne). Pour cela on désigne la croûte sous le nom de SIAL.

Parmi les autres constituants - qu'on a déterminés sous forme d'oxydes - lesquels sont en beaucoup plus faible pourcentage ; on peut citer principalement CaO, MgO, FeO. Ces trois derniers sont plus abondants dans la croûte océanique et dans la partie inférieure de la croûte continentale que dans la croûte continentale supérieure.

Parce que la proportion de silice y dépasse un certain pourcentage la croûte continentale supérieure est dite "acide" .Et elle constituée principalement de Quartz + Feldspaths + Pyroxènes.



Parce que la proportion de silice y est inférieure à un certain pourcentage de croûte continentale inférieure et la croûte océanique dont dites "basiques". Quartz + Pyroxènes + Oxydes.

La partie superficielle de la croûte continentale supérieure (quelques milliers de mètres) est constituée principalement de sédiments et de roches sédimentaires métamorphisées à la base de cette partie mais l'essentiel est formé de roches magmatiques granitiques, d'où parfois le nom de croûte "granitique" et de roches métamorphiques.

Le manteau

Le manteau a moins de silice (40% seulement de sa composition) que dans la croûte ; il est donc très "basique". Il contient une forte proportion de magnésium ; d'où l'attribution du nom SIMA au manteau. Sa partie supérieure est constituée de péridotites et sa partie inférieure a, probablement, la même composition que le manteau supérieur mais les atomes sont assemblés selon des structures plus denses (plus compactes) du fait de l'augmentation de la pression.

Du point de vue minéralogie :

- Le sommet du manteau supérieur est constitué d'Olivine + Pyroxènes + Oxydes.
- La base du manteau supérieur est constituée de Spinelle (Olivine très dense) + Pyroxènes + Oxydes.
- Le manteau inférieur est constitué de Pérovskite (Olivine très très dense) + Oxydes.

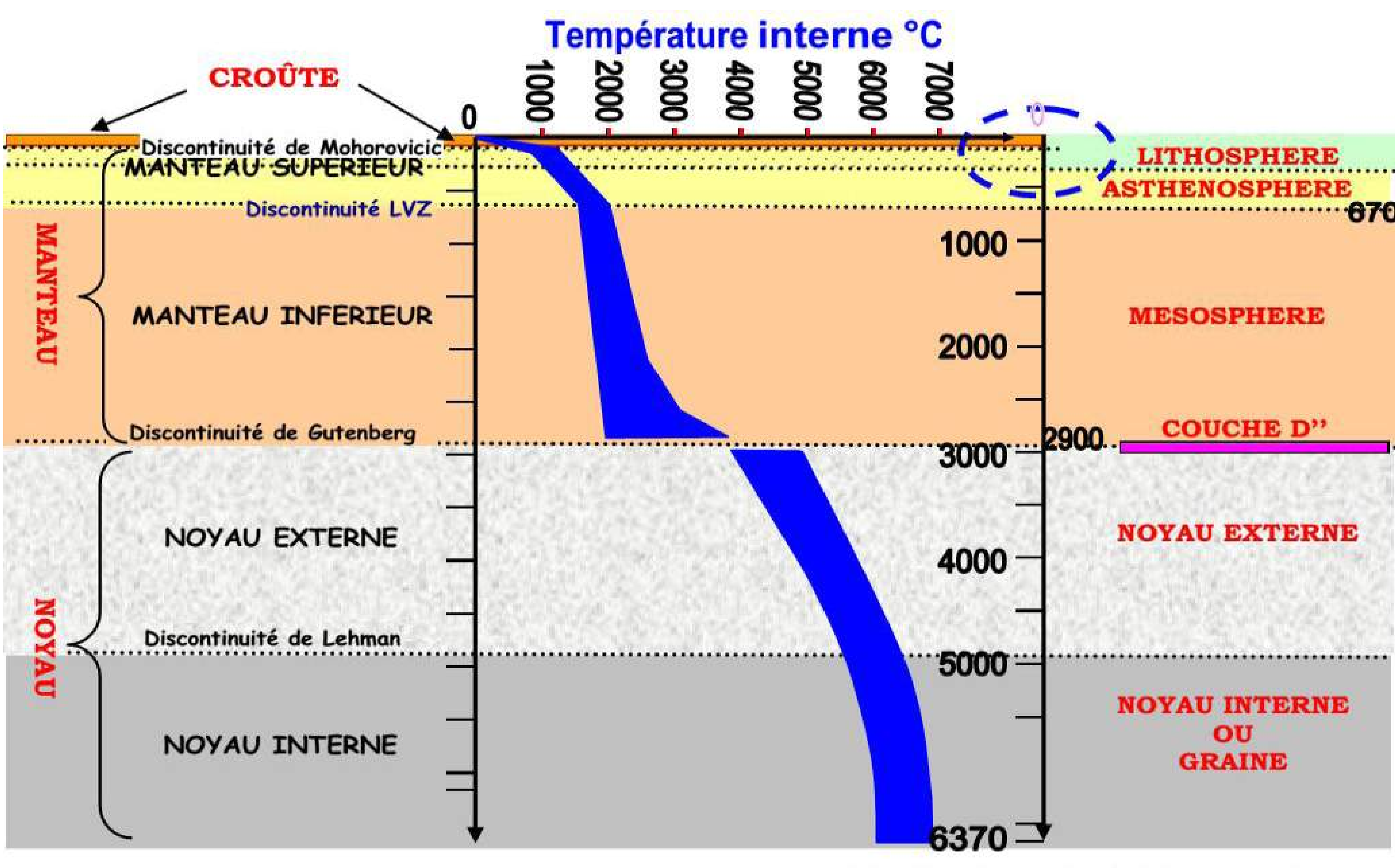
Le noyau

Le noyau interne serait constitué d'élément sidérophiles : beaucoup de fer, nickel, cobalt, or, platine, etc…;

Le noyau externe ("liquide") serait constitué d'une forte proportion de fer associé à des éléments légers tels que l'oxygène, le soufre ; et un peu de silice.

MODELE THERMIQUE DE LA TERRE

La température croit avec la profondeur. On parle de gradient géothermique qui est égal en moyenne à 10°C/ km dans les zones



stables de la croûte continentale et à 30°C/ km dans les zones de déformation. Si le gradient était constant en profondeur on aboutirait à une température très très élevées, incompatible avec son état solide de la graine.

La production de chaleur interne par la Terre est essentiellement la conséquence de la désintégration radioactive.

Le flux moyen de la chaleur interne est d'environ 70 mégawatt par m^2; soit au total 42,3 Térawatt (1TW = 1000 Gigawatt). Le flux de chaleur est la quantité de chaleur, en Joule, traversant l'unité de surface par unité de temps (J. /s/ m^2= W. /m^2)

Le transport de la chaleur de l'intérieur vers l'extérieur est un processus complexe qui s'effectue principalement par conduction dans les couches limites thermiques (lithosphère, limite

noyau-manteau) et par convection à l'échelle des temps géologiques dans les couches capables de se déformer par fluage (manteau, noyau).

L'énergie interne produite par la Terre est la source de tous les phénomènes internes qui s'y produisent : tectonique des plaques, séismes, volcanisme, variation du champ magnétique terrestre et du champ de pesanteur.

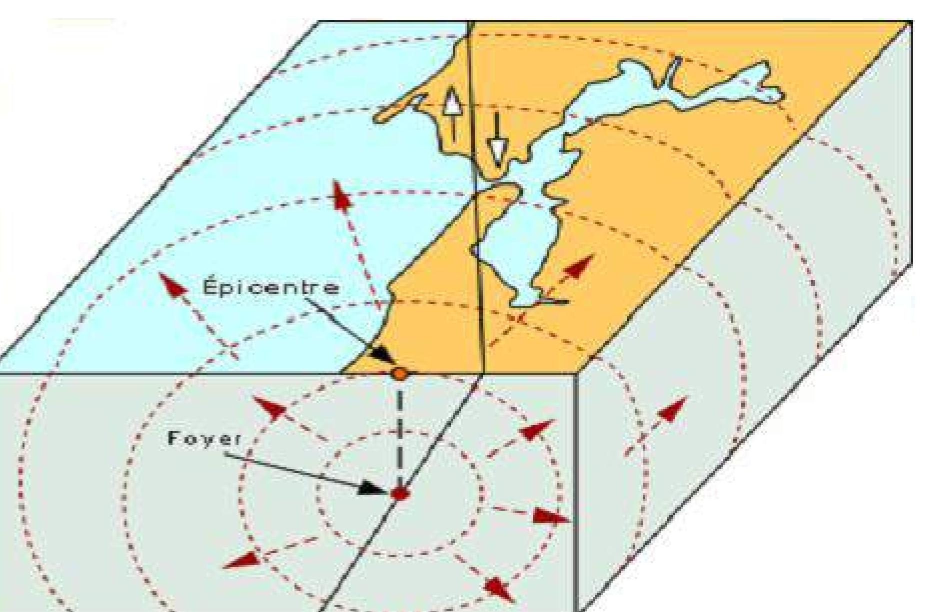
Le profil de la température en fonction de la profondeur (appelé géothermie) de la figure n°6 ci-après a été estimé grâce aux expériences sur les minéraux de hautes pressions qui ont permis d'une façon indirecte de connaître les températures qui règnent dans les profondeurs de la Terre.

Zone	Température	profondeur
base de croûte Continentale	700 °C	30 km
base de lithosphère	1350° C	100 km
limite manteau Inf. /Sup	16000° C	670 km
limite manteau/noyau	4700° - 5500° C	2900 km
limite noyau/graine	5500° - 7200° C	5100 km
centre de la Terre	6600° ± 10000° C	6370 km

Le séisme :

Les séismes ou tremblements de terre constituent un phénomène géologique qui terrorise les populations qui vivent dans certaines zones du globe. Lorsqu'un matériau rigide est soumis à des contraintes de cisaillement, il va d'abord se déformer de manière élastique, puis, lorsqu'il aura atteint sa limite d'élasticité, il va se rupture, en dégageant de façon instantanée toute l'énergie qu'il a accumulé durant la déformation élastique. C'est ce qui se passe lorsque la lithosphère est soumise à des contraintes.

Sous l'effet des contraintes causées le plus souvent par le mouvement des plaques tectoniques, la lithosphère accumule l'énergie. Lorsqu'en certains endroits, la limite d'élasticité est atteinte, il se produit une ou des ruptures qui se traduisent par des failles. L'énergie brusquement dégagée le long de ces failles cause des séismes (tremblements de terre). Si les contraintes se poursuivent dans cette même région, l'énergie va à nouveau s'accumuler et la rupture conséquente se fera dans les plans de faille déjà existants.



Foyer le lieu dans le plan de faille où se produit réellement le séisme.

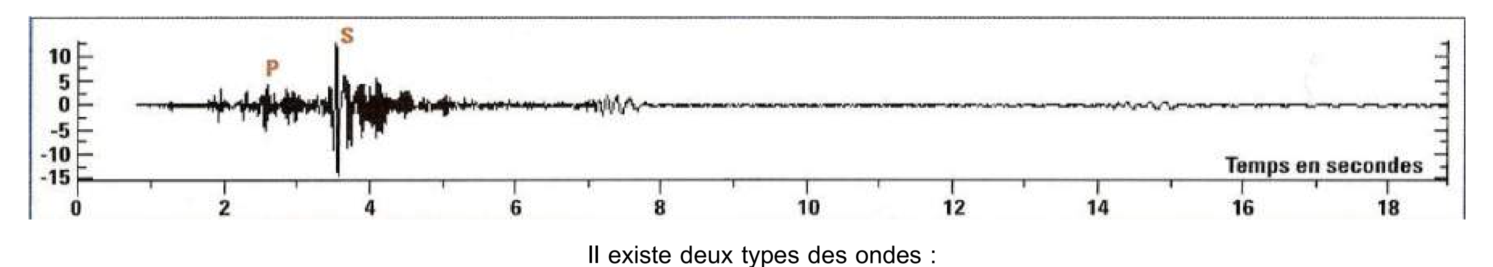
Epicentre désigne le point à la surface terrestre à la verticale du foyer.

Les séismes ne se produisent que dans du matériel rigide. Par conséquent, les séismes se produiront toujours dans la lithosphère, jamais dans l'asthénosphère qui est plastique.

On utilise les ondes sismique pour définie la structure et les compositions de la terre.

Des contraintes s'exerçant en permanence sur les roches conduisent à une accumulation d'énergie qui finit par provoquer leur rupture au niveau d'une faille.

Un séisme correspond à cette rupture des roches soumises aux tensions qui se sont accumulées dans certaines zones de l'écorce terrestre pendant des années, voire des siècles. L'énergie ainsi accumulée est alors brutalement libérée au foyer du séisme. Elle est transportée sur de très grandes distances par les vibrations ou ondes sismiques émises dans toutes les directions à partir du foyer. Les sismographes dispersés à la surface du globe enregistrent le passage de ces ondes. Les courbes obtenues sont des sismogrammes. On retrouve 3 types d'ondes P, S, L. foyer sismique : lieu où se produit la rupture des roches, après accumulation de contraintes.



Il existe deux types des ondes :

- les ondes de cisaillement ou ondes S, se propagent dans les solides.

Les particules oscillent dans un plan vertical, à angle droit par rapport à la direction de propagation de l'onde.

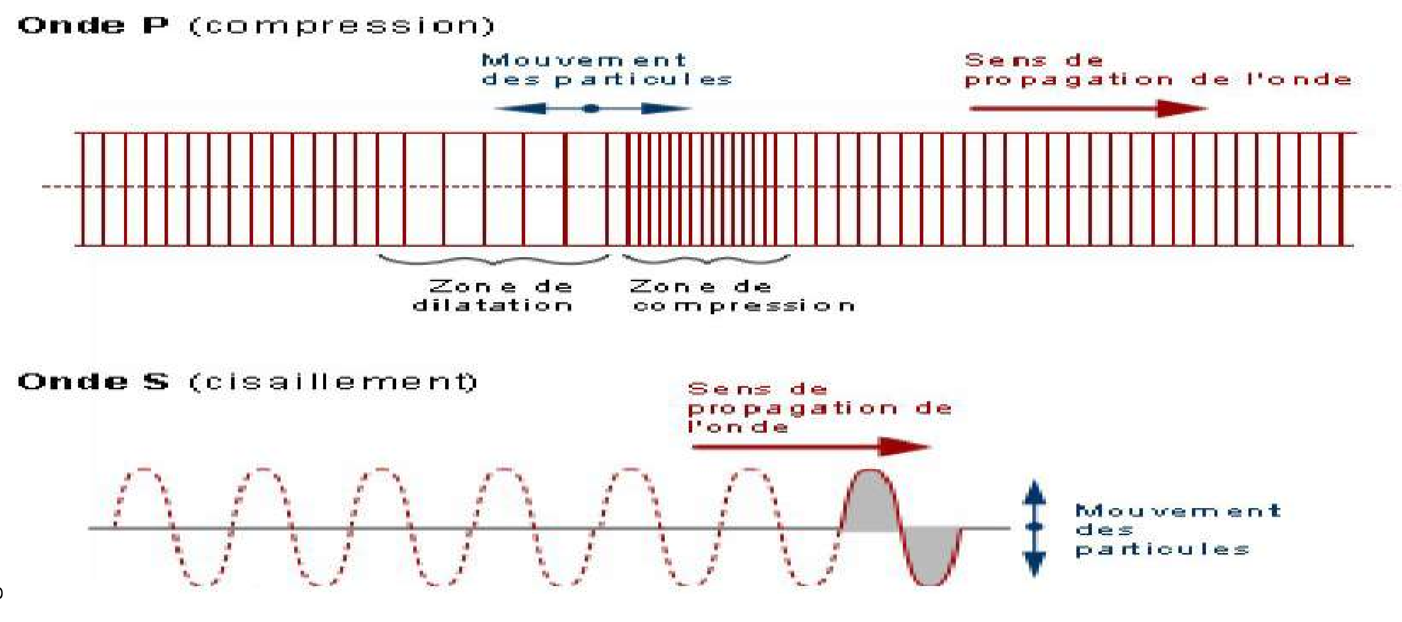
- les ondes de compression ou ondes P, se propagent dans les solides, liquides et gaz.

Se propagent dans tous les états de la matière.

Les ondes P se propagent plus rapidement que les ondes S

Les particules se déplacent selon un mouvement avant-arrière dans la direction de la propagation de l'onde.

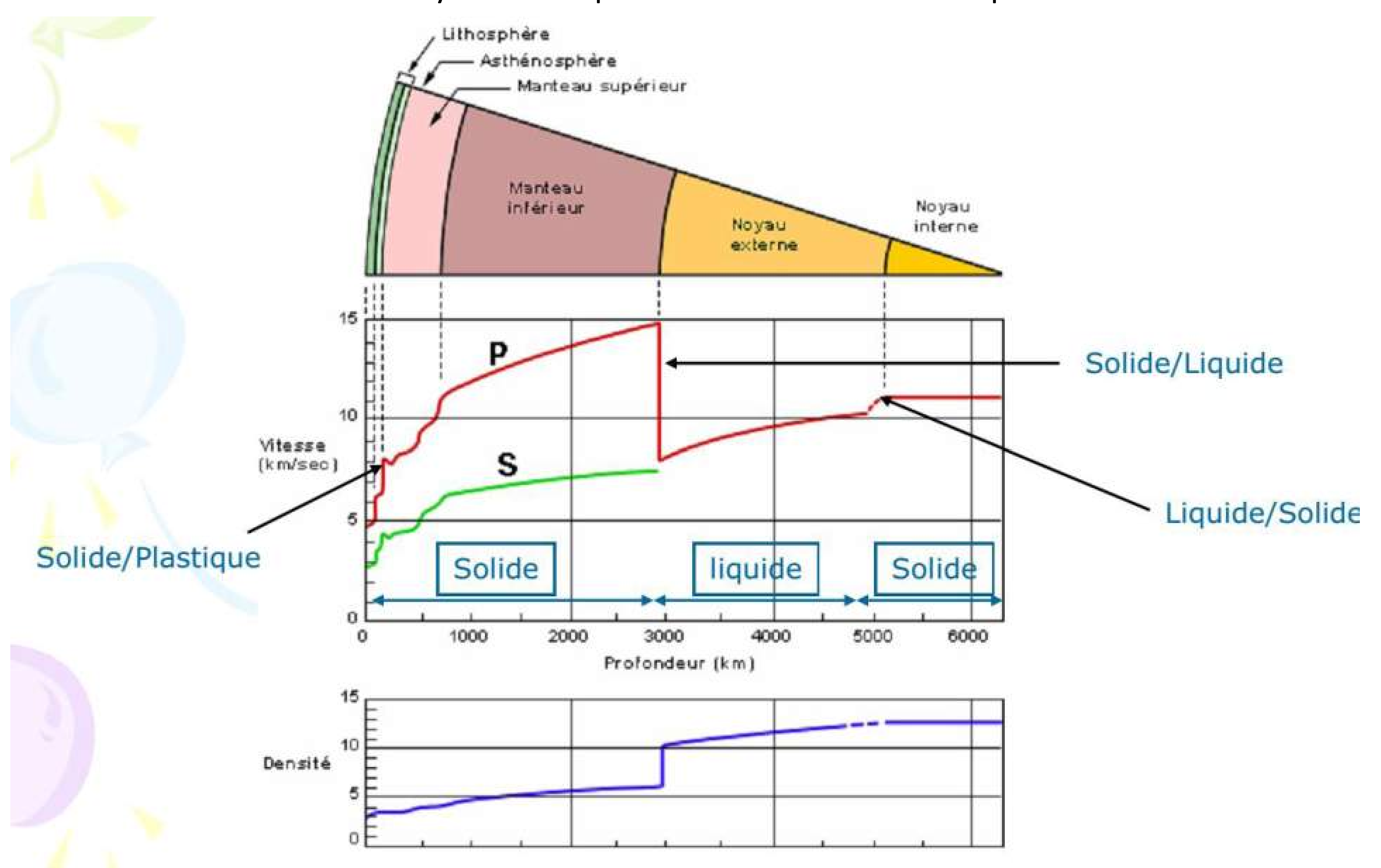
- Vitesse : + rapide dans les océans (Basalte et gabbro denses) et + lent sur le continent (gneiss ou granite)
- Loi de Snell : Courbure d'ondes sismiques selon la densité.
- Limite de Lehmann : Limite où les ondes ne se propagent plus.
- Les ondes S n'entrent pas dans le noyau alors que les ondes P oui mais sont fortement déviées.



Zouhair El Allali

Remarque : la vitesse de propagation des ondes sismiques est proportionnelle à la densité du matériel dans lequel elles se propagent

✍ La structure interne de la Terre, ainsi que l'état et la densité de la matière, ont été déduits de l'analyse du comportement des ondes sismiques.



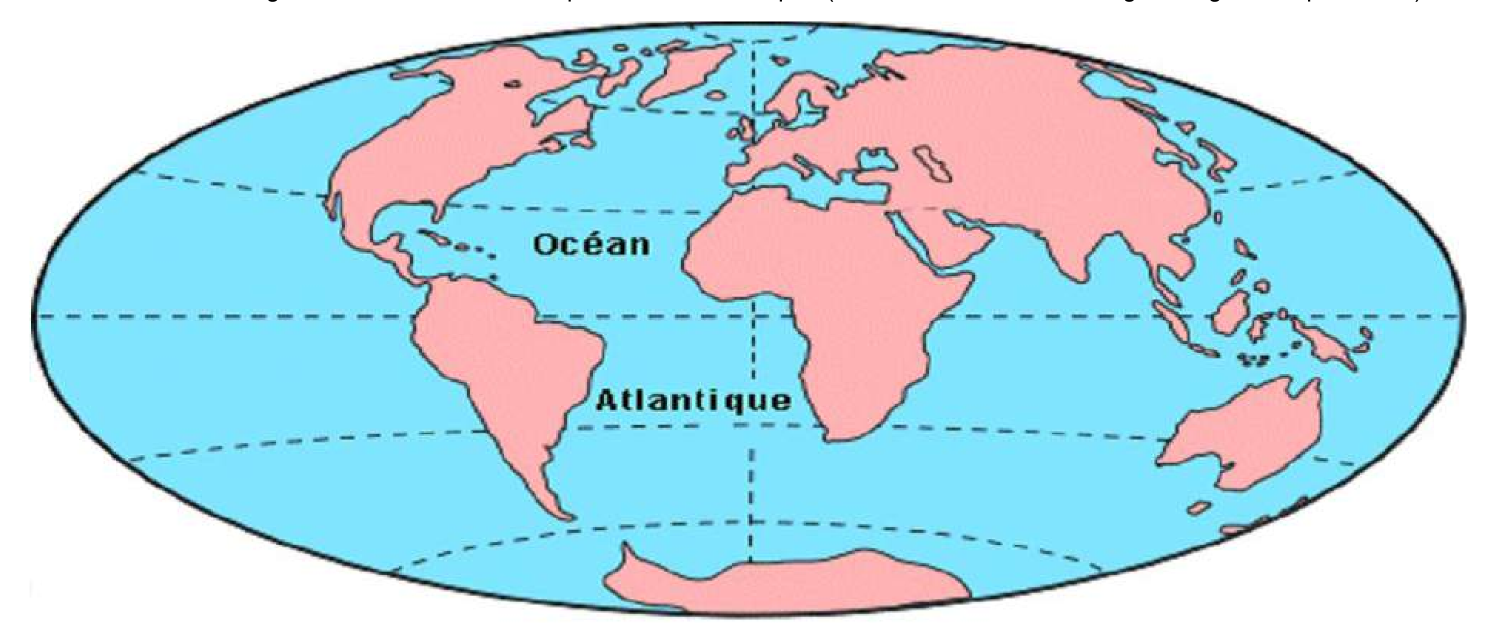
La dérive de continents et l'expansion océanique

La dérive des continents est une théorie proposée au début du 20ème siècle par le physicien-météorologue A. Wegener, pour tenter d'expliquer la similitude dans le tracé des côtes, par exemple, de part et d'autre de l'Atlantique.

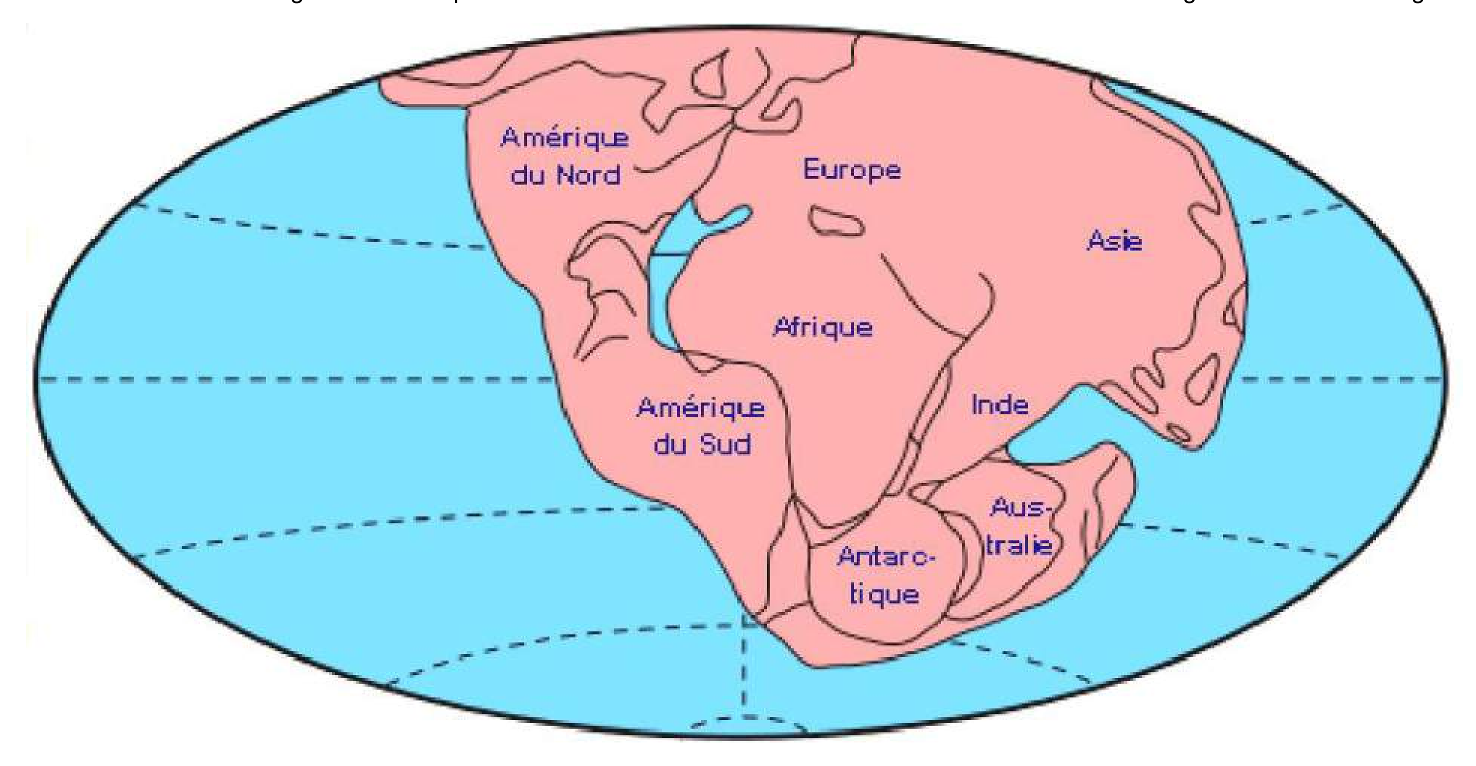
Preuves de Wegener :

☝ Parallélisme des côtes :

Parallélisme des lignes côtières entre l'Amérique du Sud et l'Afrique. (Constatation du météorologue Wegener depuis 1903).



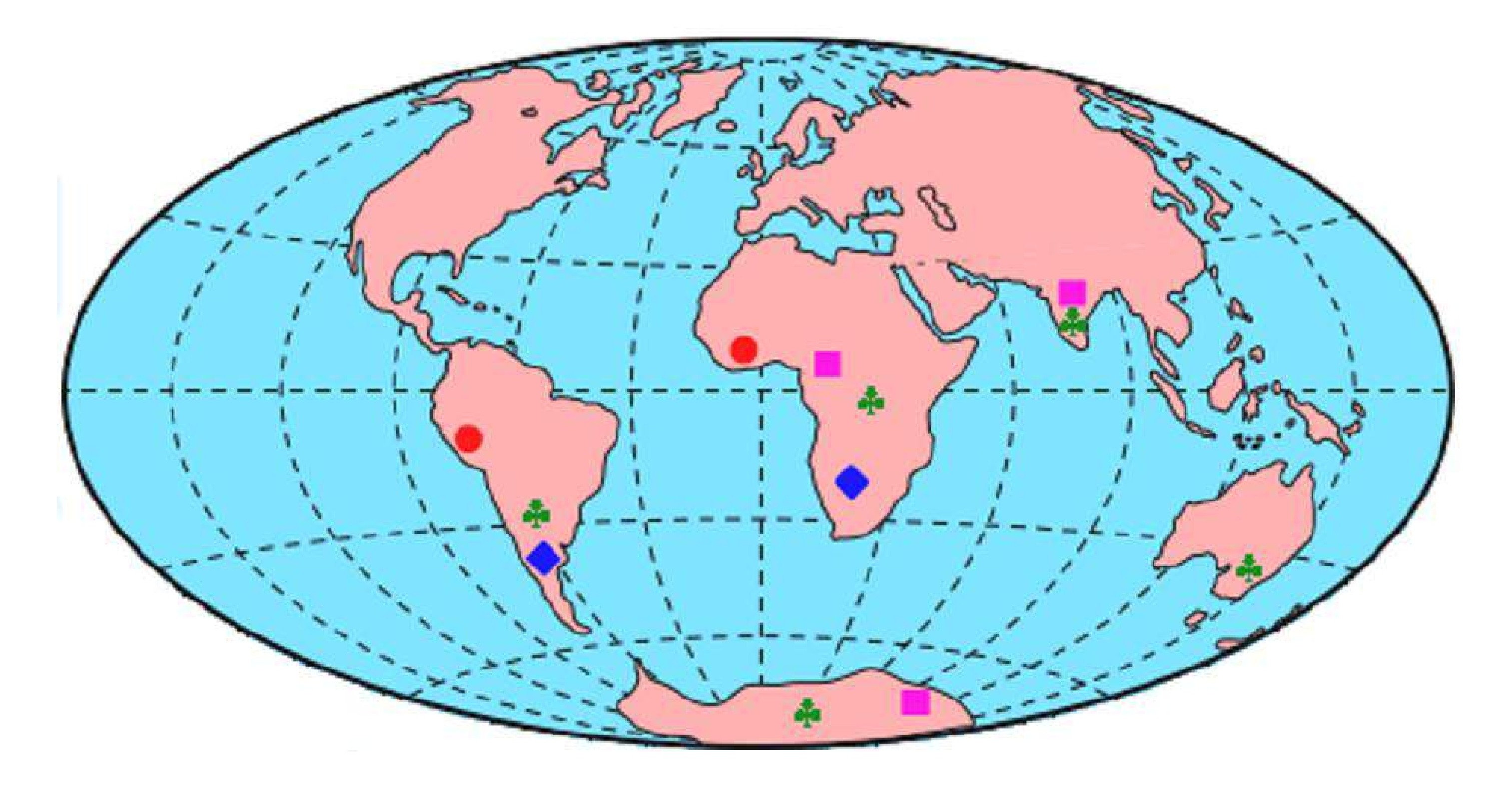
La reconstitution de Wegener montre que toutes les masses continentales ont été réunies en un seul méga continent : la Pangée.



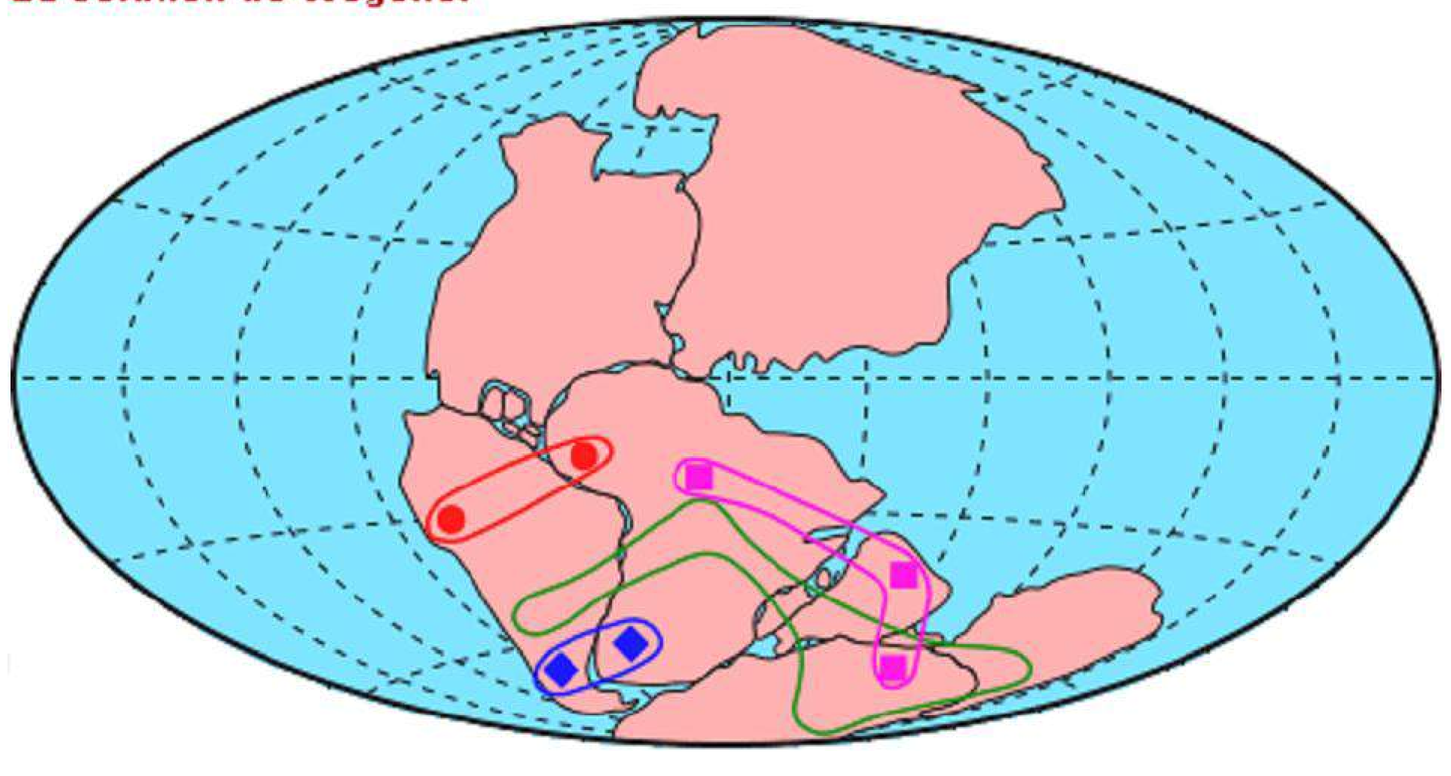
✌ Répartition de certains fossiles :

De part et d'autre de l'Atlantique, sur les continents actuels, existent des fossiles de plantes et d'animaux terrestres datant de 240 à 260 Ma.

- Cynognathus: reptile prédateur terrestre ayant vécu il y a 240 Ma
- Mesosaurus: petit reptile de lacs d'eau douce, il y a 260 Ma
- Lystrosaurus: reptile terrestre ayant vécu il y a 240 Ma
- Glossopteris: plante terrestre d'il y a 240 Ma



La solution de Wegener

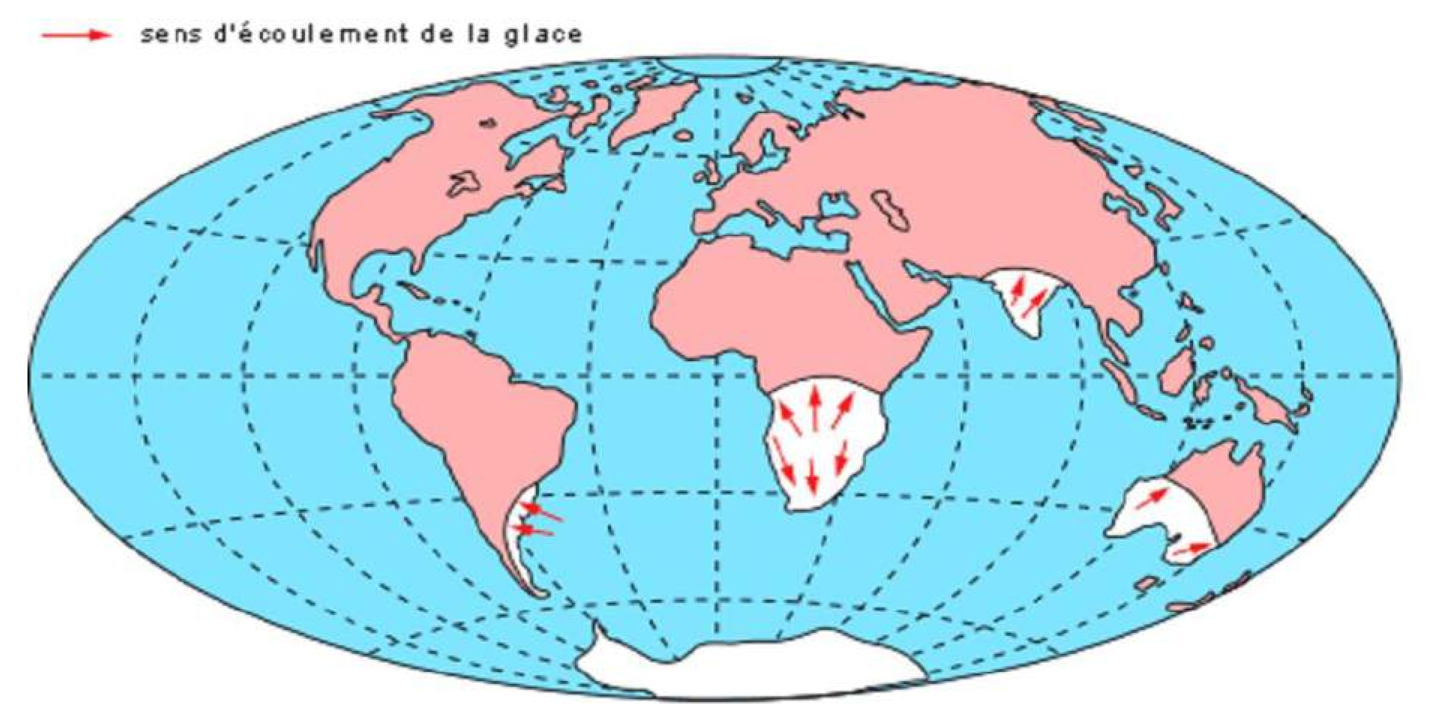


Zouhair El Allali

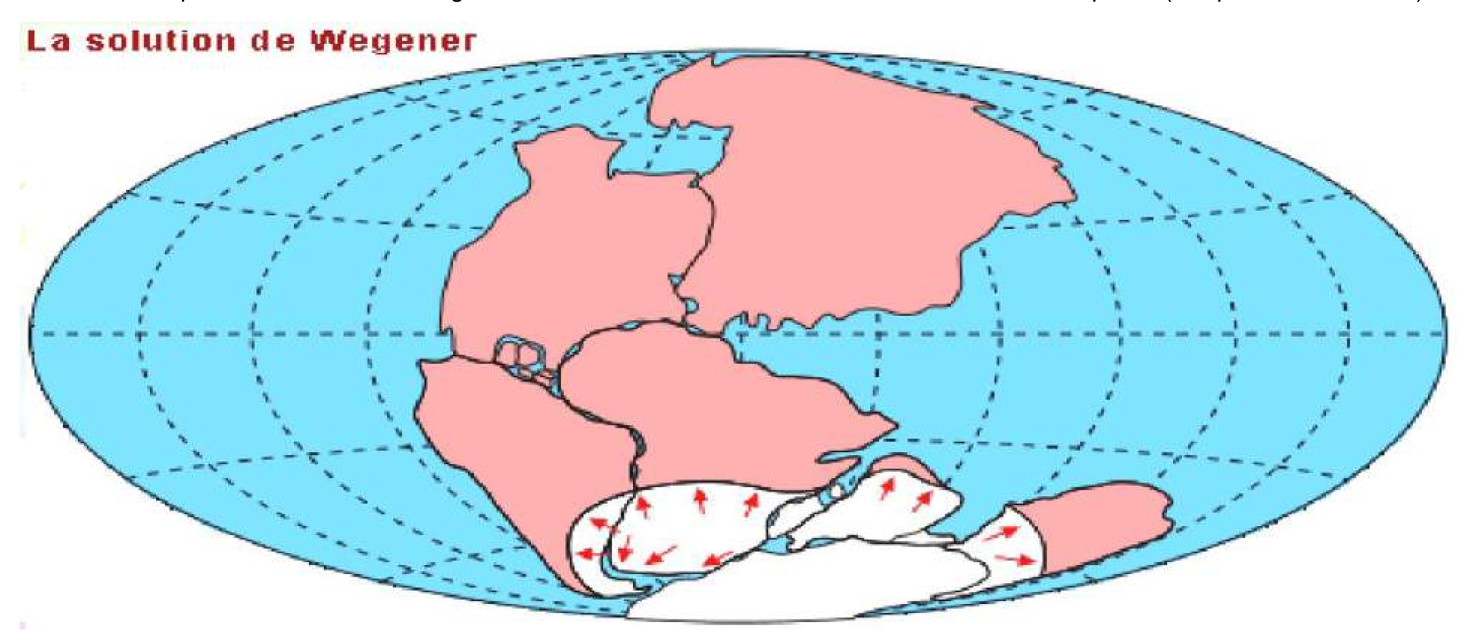
Ces organismes n'avaient pas la capacité de traverser un si large océan. On doit donc concevoir qu'autrefois tous ces continents n'en formaient qu'un seul

La distribution des espèces fossiles est, pour Wegener, un argument préalable. Il cite par exemple, un reptile, le MESOSAURUS, dont on retrouve les traces au Brésil et en Afrique du Sud. Datés d'environ 280 millions d'années, les fossiles sont distribués de part et d'autre de l'Atlantique.

Les fossiles de fougères GLOSSOPTERIS existent En Amérique du Sud, en Afrique, en Inde, en Australie et en Antarctique.



- Certaines portions des continents actuels contiennent, des marques de glaciation datant de 250 millions d'années, indiquant que ces portions de continents ont été recouvertes par une calotte glaciaire.
- Il est improbable de trouver des glaciations sur des continents se trouvant dans la zone tropicale (Afrique du sud et inde).



Le pôle Sud était recouvert d'une calotte glaciaire et l'écoulement de la glace se faisait en périphérie de la calotte.

✍ Correspondance des structures géologiques :

Bouclier ouest-africain

Bouclier guyanais

OCÉAN ATLANTIQUE

Bouclier angolais

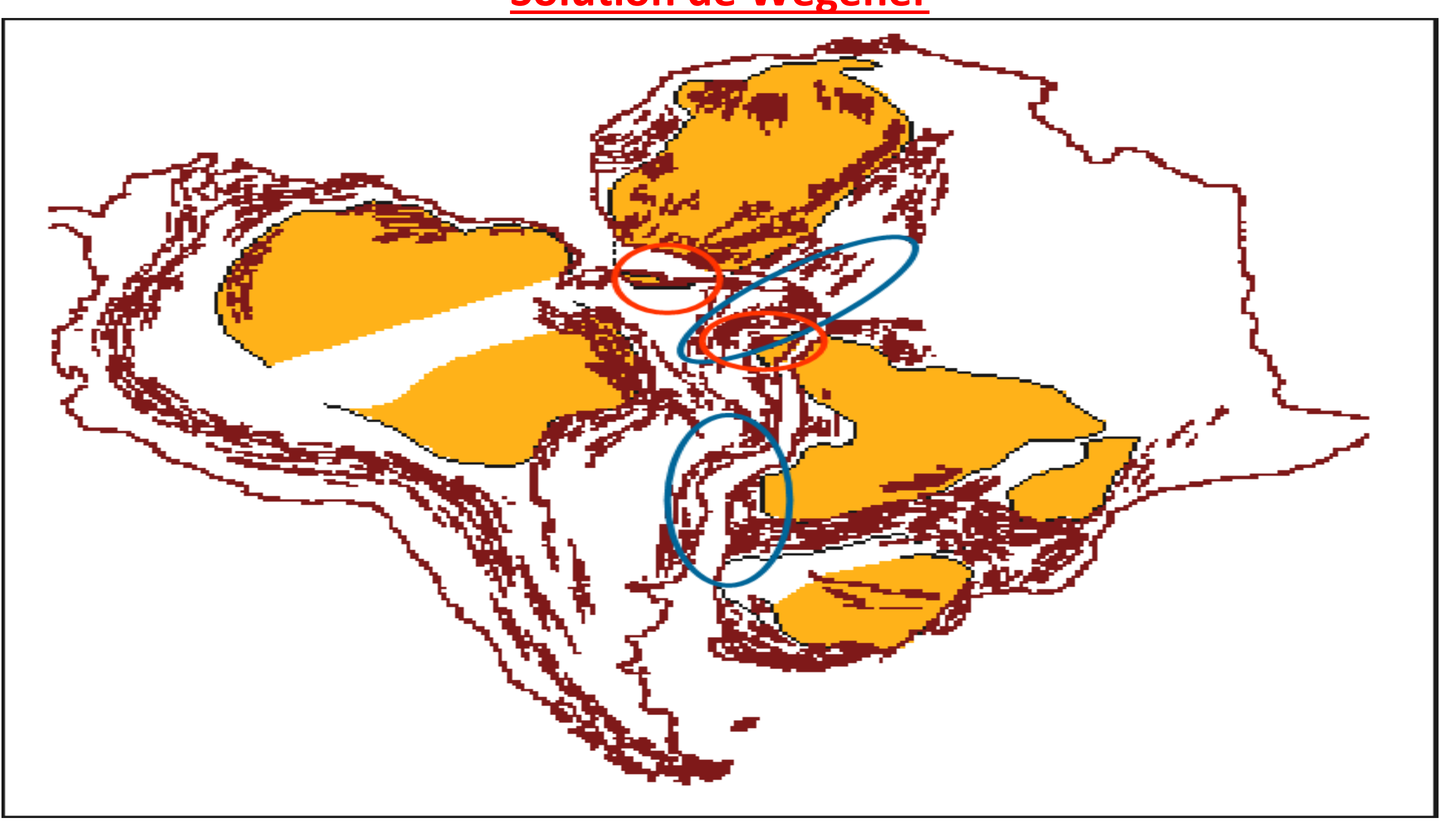
Bouclier tanzanien

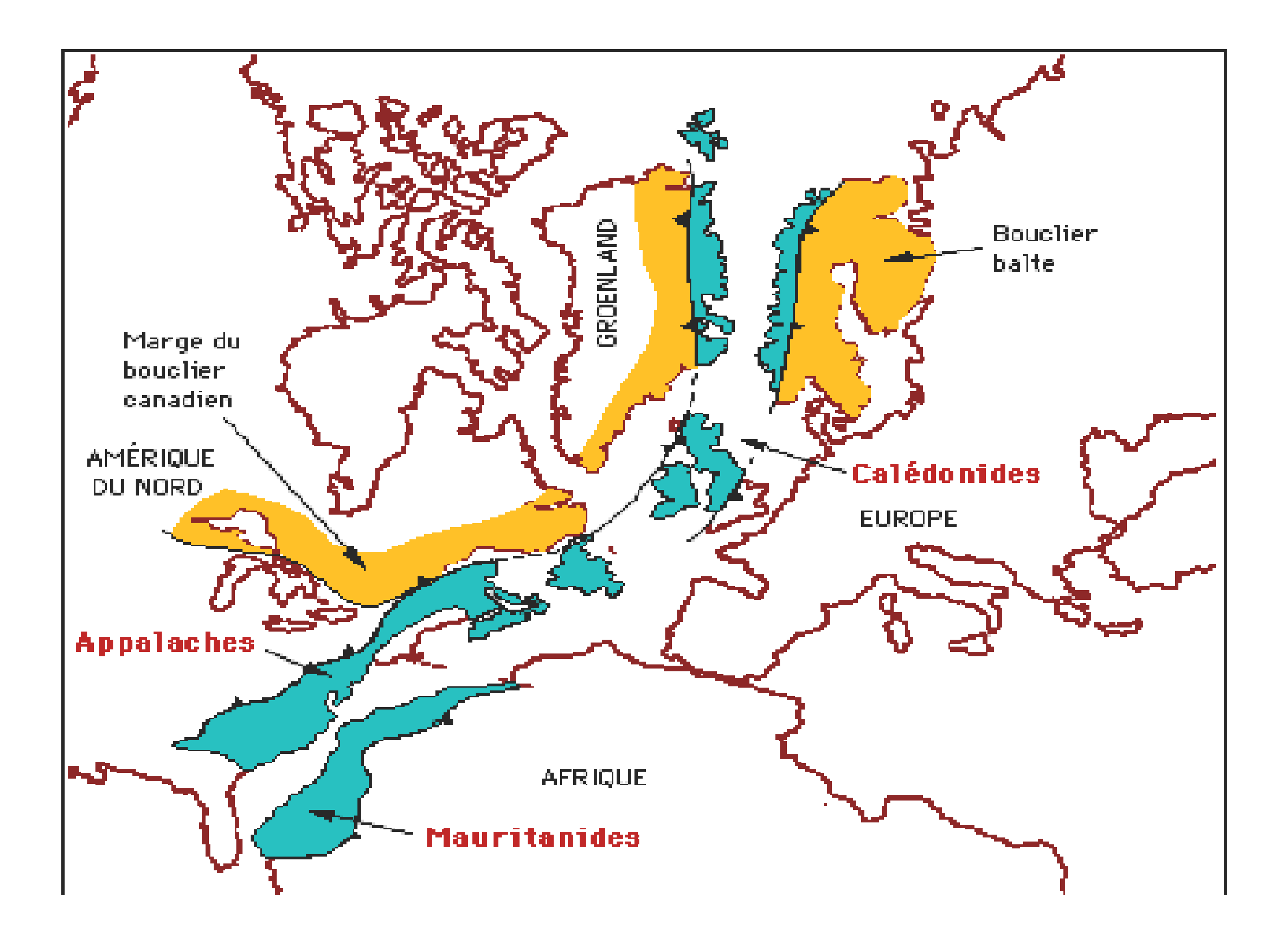
Bouclier brésilien

Bouclier rhodésien

Concordance entre les structures géologiques à l'intérieur des continents : Boucliers (2 Ga) et chaînes de montagnes (450 à 650 Ma).

Solution de Wegener





Les trois chaînes de montagnes, Appalaches (Est de l'Amérique du Nord), Mauritanie (nord-ouest de l'Afrique) et Calédonie (Iles Britanniques, Scandinavie), ne forment qu'une seule chaîne continue si on rapproche les continents à la manière de Wegener.

Les contemporains de Wegener n'ont pas été convaincus de cette proposition révolutionnaire de la dérive des continents. Le problème majeur, c'est qu'il ne proposait aucun mécanisme pour expliquer la dérive.

Il démontrait bien que la répartition actuelle de certains fossiles, de traces d'anciennes glaciations ou de certaines structures géologiques soulevaient des questions importantes auxquelles il fallait trouver des explications.

Il faut signaler que l'hypothèse de Wegener était une hypothèse génératrice de sciences, parce que les questions soulevées sont suffisamment sérieuses et fondées sur des faits réels pour qu'on s'attaque à y répondre. Mais il aura fallu attendre plus de 40 ans pour que les idées de Wegener refassent surface et qu'on se mette à la recherche du mécanisme de la dérive.

la tectonique des plaques

Limite convergente (destructrice)
Limite divergente (constructrice)
Limite transformante (conservatrice)
D
E
C
B
A
LITHOSPHÈRE
ASTHÉNOSPHÈRE
Magma

divergence
lithosphère
asthénosphère
dorsale océanique

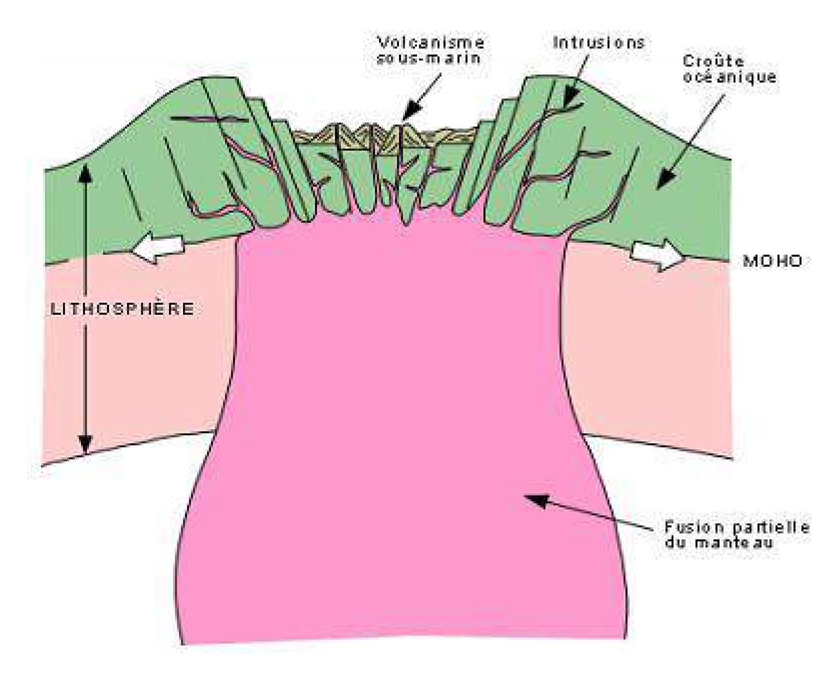
séismes
volcanisme
convergence
subduction
collision

FRONTIERE DE PLAQUES CONVERGENTES
FAILLE TRANSFORMANTE
FRONTIERE DE PLAQUES DIVERGENTES
FRONTIERE DE PLAQUES CONVERGENTES
CORDILLERE VOLCANIQUE
RIFT CONTINENTAL (DIVERGENCE)
FOSSE OCEANIQUE
ARC NSULAIRE
STRATO-VOLCAN
VOLCAN BOUCLIER
DORSALE OCEANIQUE
FOSSE OCEANIQUE
LITHOSPHERE
CROUTE OCEANIQUE
CROUTE CONTINENTALE
ASTHENOSPHERE
POINT CHAUD
PLAQUE EN SUBDUCTION
1 : PRISME D'ACCRETION
2 : ACCRETION

Les déformations de la lithosphère sont reliées aux forces internes de la terre. Elles se traduisent par le découpage de la lithosphère en plaques rigides qui bougent les unes par rapport aux autres.

Les mouvements se font selon 3 types de limites : convergente, divergente & transformant.

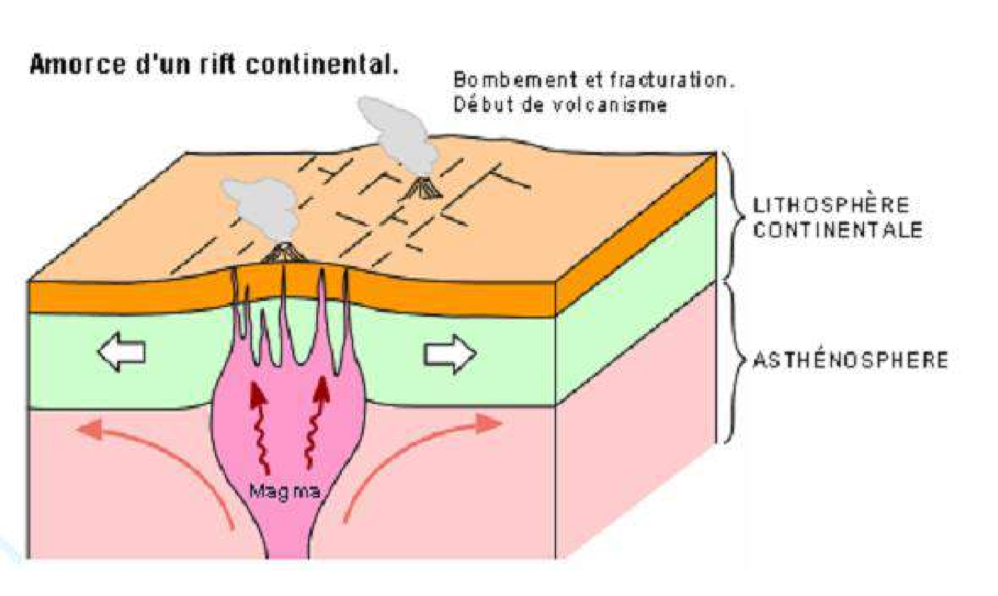
Gros plan de la zone de divergence



Tensions qui se traduisent par des failles d'effondrement et des fractures ouvertes, ce qui forme un fossé d'effondrement qu'on appelle un rift océanique.

Le magma expulsé, cristallise et forme la nouvelle croûte océanique.

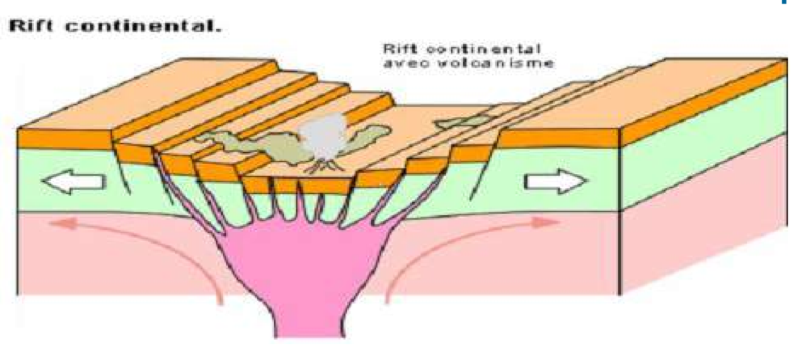
Etape 1



L'accumulation de chaleur sous la plaque continentale cause une dilatation de la matière qui conduit à un bombement de la lithosphère.

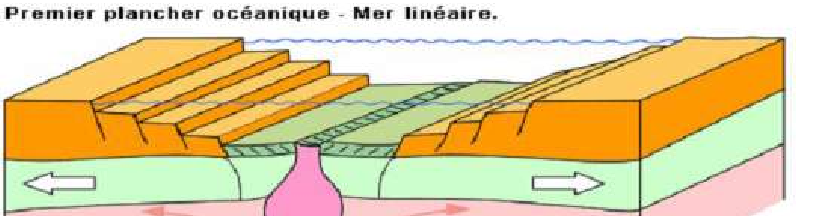
Les forces de tension fracturent la lithosphère et amorcent le mouvement de divergence. Le magma vient s'infiltrer dans les fissures causant par endroits du volcanisme continental.

Etape 2



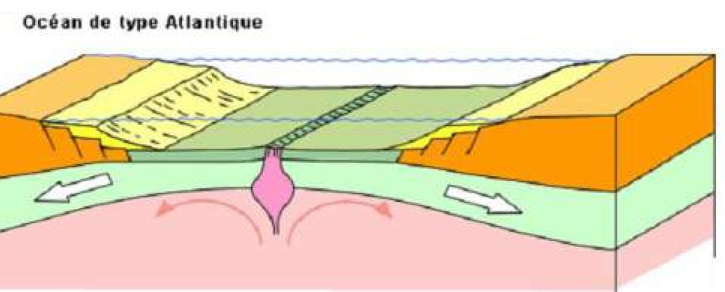
La poursuite des tensions produit un étirement de la lithosphère et effondrement en escalier (rift continental). Création de volcans et d'épanchements de laves le long des fractures.

Etape 3



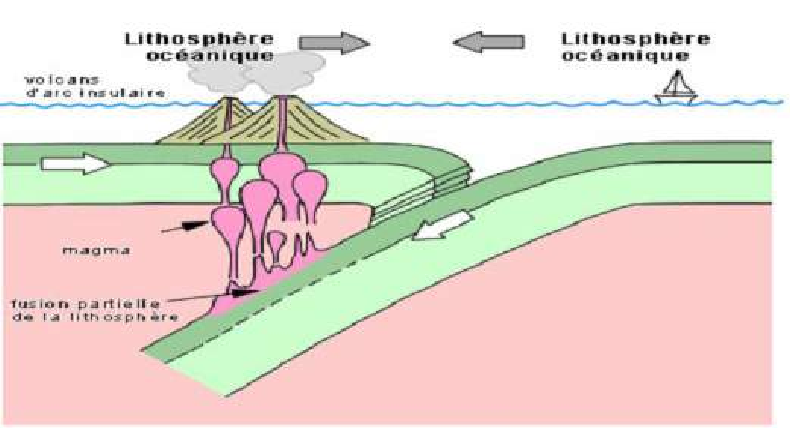
Le rift s'enfonce sous le niveau de la mer et les eaux marines envahissent la vallée. Deux morceaux de lithosphère continentale se séparent et s'éloignent progressivement l'un de l'autre. La formation de la première croûte océanique basaltique de part et d'autre de la dorsale embryonnaire.

Etape 4



L'étalement des fonds océaniques conduit à la formation d'un océan de type Atlantique, avec sa dorsale bien individualisée, ses plaines abyssales et ses plateaux continentaux correspondant à la marge de la croûte continentale.
Les dorsales océaniques constituent des zones importantes de dissipation de la chaleur interne de la Terre.

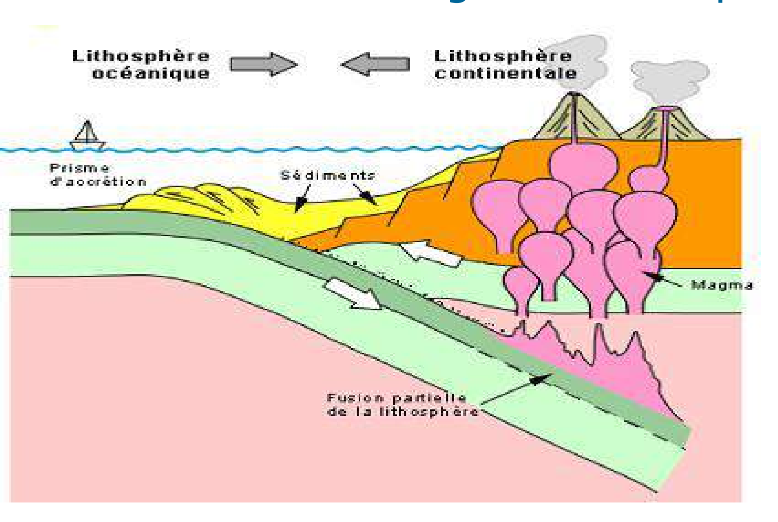
Cas de convergence entre deux plaques océaniques :



Dans ce genre de collision, une des deux plaques (la plus dense, généralement la plus vieille) s'enfonce sous l'autre pour former une zone de subduction.

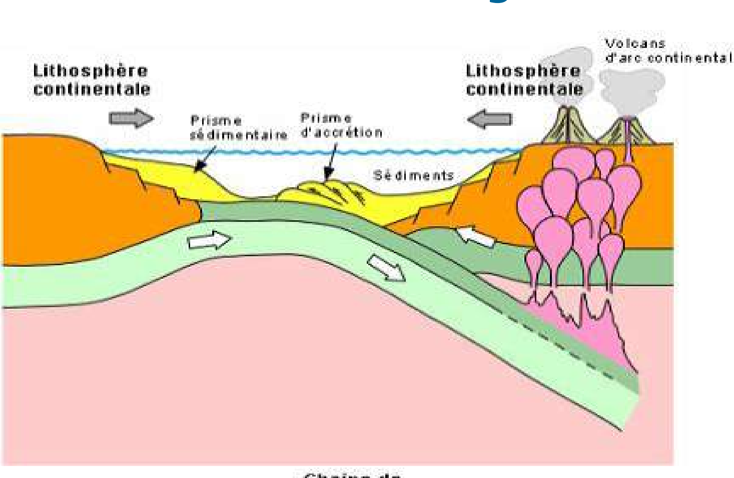
Zouhair El Allali

Cas de convergence entre plaques océanique et continentale

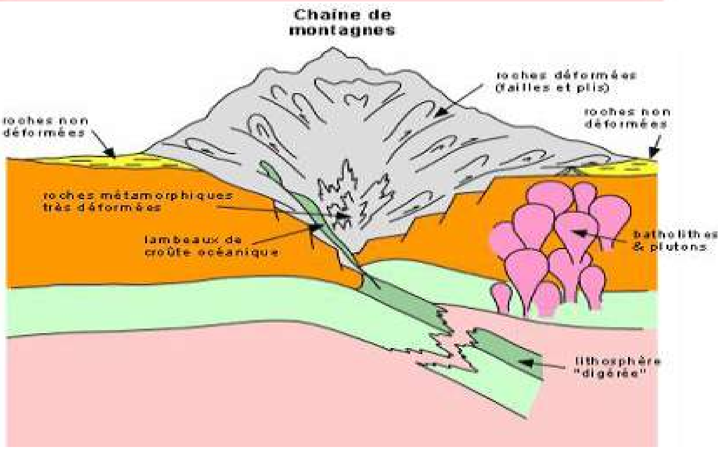


La plaque océanique et les sédiments du plancher océanique s'enfoncent dans du matériel de plus en plus dense. Le magma expulsé forme une chaîne de volcans sur les continents (arc volcanique continental). Le matériel sédimentaire qui se trouve sur les fonds océaniques et qui se concentre au niveau de la zone de subduction pour former un prisme d'accrétion.

Cas de convergence entre deux plaques continentales

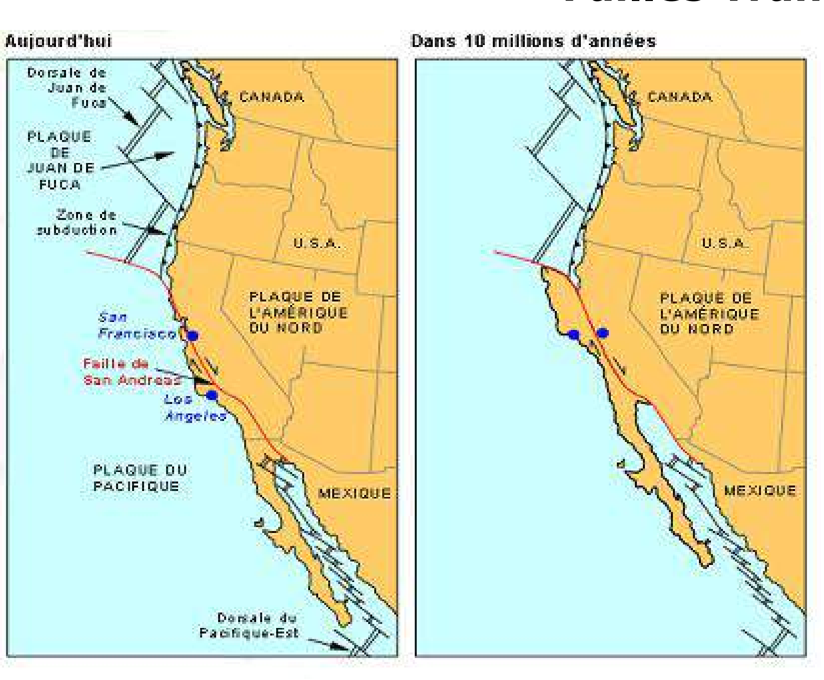


L'espace océanique se refermant au fur et à mesure du rapprochement de deux plaques continentales, le matériel sédimentaire du plancher océanique, plus abondant près des continents, et celui du prisme d'accrétion se concentrent de plus en plus; le prisme croît.



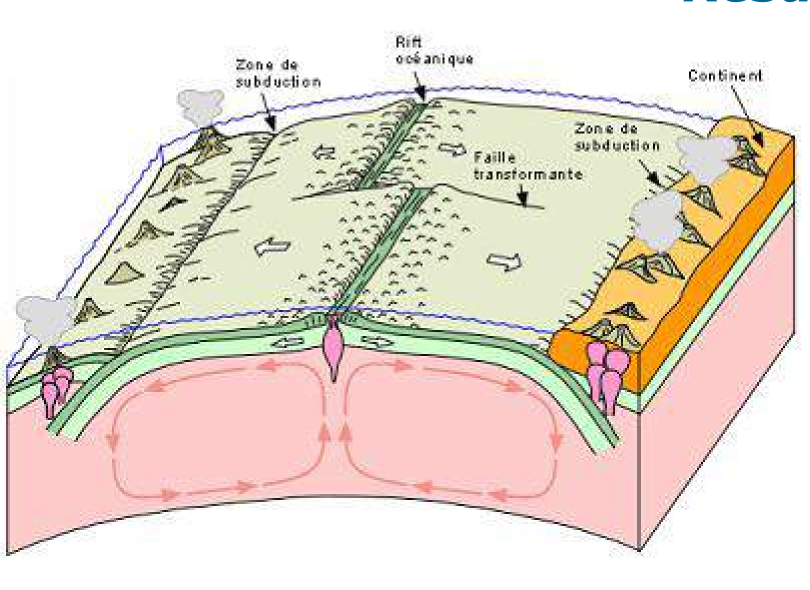
Tout le matériel sédimentaire est comprimé et se soulève pour former une chaîne de montagnes où les roches sont plissées et faillées Toute les grandes chaînes de montagnes plissées ont été formées par ce mécanisme.

Failles Transformant



Les failles transformant Permettent d'accommoder des différences dans les vitesses de déplacement entre les plaques et font le relais entre des limites divergentes et convergentes (elles transforment le mouvement entre divergence et convergence).

Résumé



- Le moteur = mvts de convection dans le manteau, entraînant un flux de chaleur (désintégration des éléments radioactifs).
- Concentration de la chaleur cause une fusion partielle du manteau et une expansion des matériaux.
- L'expansion produit une dorsale médio-océanique.
- L'écoulement de l'asthénosphère sous la lithosphère rigide entraîne cette dernière ; des tensions se produisent Au niveau de la dorsale, causant la divergence et le magmatisme associé.
- Formation continue de nouvelle lithosphère océanique au niveau de la dorsale et élargissement progressif de l'océan.
- Formation de zones de convergences et de divergences.
- Les dorsales sont disséquées par des failles dites transformant pour accommoder des différences de vitesses de divergence.

Les volcans

I. Définition :

Volcanisme : c'est l'ensemble des manifestations volcanique constitué par le processus de la fusion des matériaux à l'intérieur de la terre et leur transfère jusqu'à la surface.

Roche volcanique : roche qui résulte du refroidissement du magma à la surface de la terre.

Magma : masse minéral fondue, à haute température, constitué par un mélange de 3 phases ; phase fluide, solide, et phase gazeux.

- Les magmas acides ont une viscosité importance suite à l'existence d'un pourcentage important de silice.
- Les magmas basiques ayant un pourcentage faible en silice, ont une viscosité fiable.

Donc la viscosité du magma dépend de :

- Sa température.
- Sa composition chimique (pourcentage de silice SiO_2).
- La nature de la roche initiale.

Lave : liquide émis par un volcan, qui se refroidit pour former une roche volcanique.

Pyroclaste : ce sont des débris solide, éjectés par un volcan, suite à une brutale sortie du gaz qui s'échappe de l'ouverture principale du volcan.

Cône volcanique : (قمة بركان) édifice constitue des coulées de laves et de Pyroclaste, accumulés autour de l'ouverture principale du volcan.

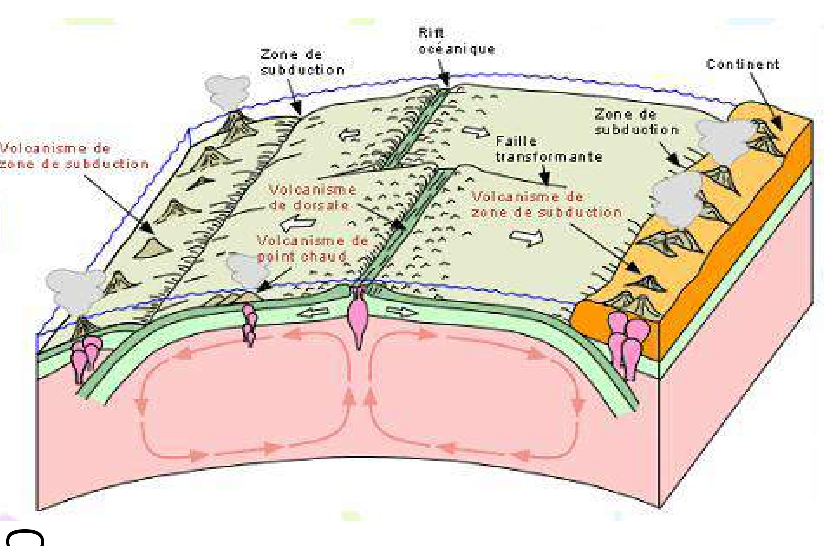
Cratère volcanique : (فوهة بركان) ouverture située à la partie supérieur d'un volcan.

Caldeira : dépression circulaire qui retranche une partie importance du sommet du cône volcanique. (مخفض ناتج عن انفجار بركاني)

Dôme : édifice volcanique formé par des laves visqueux, telle qu'elles n'explosent pas mais produisent une grosse boule arrondie.

Gradient géothermique : élévation de la température en fonction de la profondeur (valeur moyenne 30°/KM)

Volcanisme de dorsale



Il existe des volcans sous-marins tout le long des dorsales, particulièrement dans le rift central, là où il se forme de la nouvelle lithosphère océanique.

Volcanisme de zone de subduction

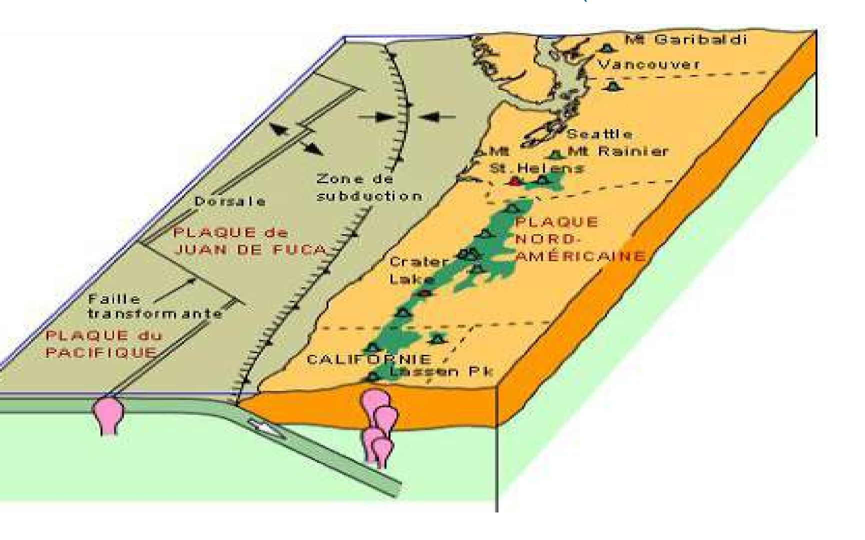
Le volcanisme relié à l'enfoncement d'une plaque sous l'autre va former des chaînons de volcans.

Volcanisme de zone de subduction

Le volcanisme relié à l'enfoncement d'une plaque sous l'autre va former des chaînons de volcans.

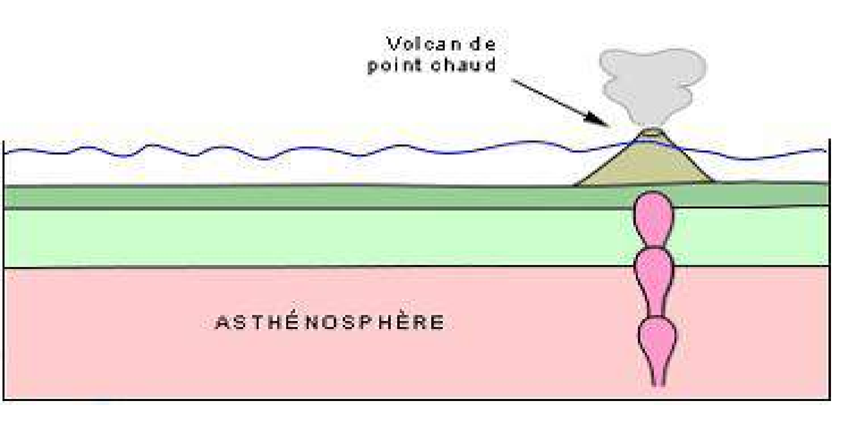
Selon qu'il s'agisse d'une collision entre deux plaques océaniques, ou entre une plaque océanique et une plaque continentale, la nature du volcanisme diffère : Dans le cas où il y a convergence entre deux plaques océaniques, on a formation d'un arc insulaire (chaînon de volcans dans l'Océan).

Dans le cas où il y a convergence entre une plaque océanique et une plaque continentale, on formation d'un arc continental (chaînon de volcans sur le continent).



Ceinture de Feu continentale

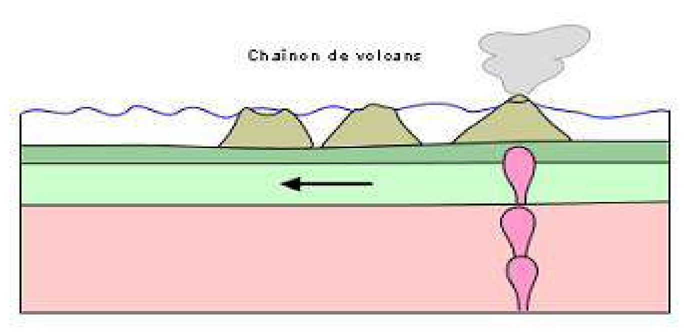
La plaque de Juan de Fuca plonge sous la plaque nord-américaine, donnant ainsi naissance aux volcans de la Chaîne des Cascades.

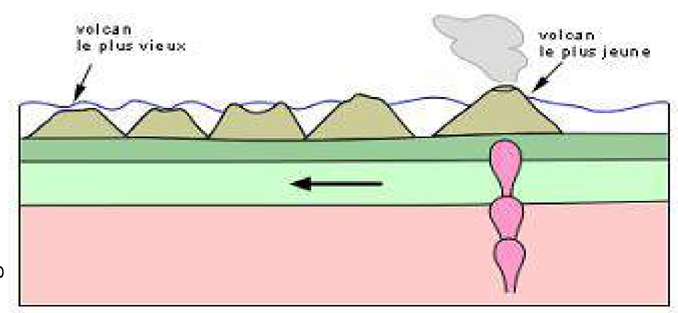


Volcanisme de point chaud

Le volcanisme de point chaud est un volcanisme intra plaque, qu'on retrouve principalement, mais pas exclusivement, sur les plaques océaniques.

Il provient de d'une concentration locale de la chaleur qui provoque une fusion partielle du manteau.

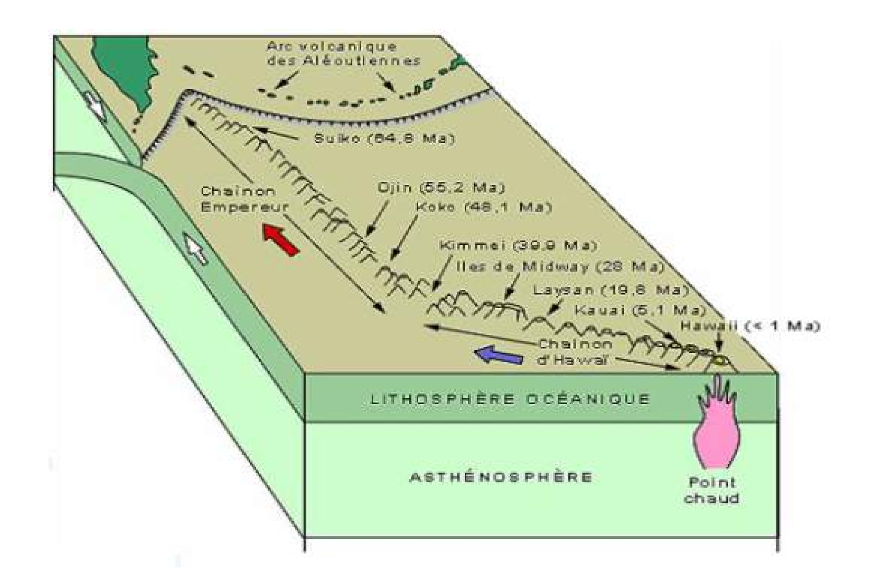




Si une plaque lithosphérique se déplace au-dessus d'un point chaud (zone de subduction) qui fonctionne sporadiquement, il se construit un chaînon de volcans. Les volcans les plus vieux se situent à l'extrémité du chaînon, alors que les plus jeunes se situent à proximité du point chaud.

Ce volcanisme est un indicateur de déplacement de la lithosphère océanique.

Zouhair El Allali



Exemple : chaînon des îles Hawaii

Origine et devenir du magma :

En raison de la pression exercé sur le magma par les matériaux qui l'entoure, le magma subit une poussé verticale qui provoque sa monté jusqu'à une profondeur où il sera en équilibre litho statique avec le milieu qui l'entoure. Parfois ce magma s'accumule dans des chambre magmatique avant de continuer sa monté vers le haut.

Un magma est un mélange pâteux, plus ou moins fluide, de matières minérales en fusion, provenant des zones profondes de la terre (manteau), où les roches sont soumises à des pressions et à des températures très élevées.

Ainsi certains magmas se solidifient lentement en profondeur en donnant des roches plutoniques, alors que d'autre parvient jusqu'à la surface de la terre, se solidifient vite et donnent naissance à des roches volcaniques. A des profondeurs intermédiaires on trouve une troisième catégorie de roches magmatiques dite roches hypo-volcaniques.

Quand le magma arrive à une certaine profondeur où la pression est faible. Les composants volatiles (qui se transformes en vapeur) passent à l'état gazeux, des bulles de gaz apparaissent, ce qui facilite sa remonté vers la surface.

Ainsi que lorsque le volume du magma augmente, sa masse volumique et sa densité diminuent et il devient plus léger. D'autre part les bulles de gaz en remontant à la surface font entrainer avec elles le magma.

La **viscosité du magma** dépend de :

- Sa température.
- Composition chimique. (Sa teneur en silice)

⇔ µ↗ (viscosité) = T↘ et [Si]↗ ⇨ magma acide.
⇔ µ↘ (viscosité) = T↗ et [Si]↘ ⇨ magma basique.
Magma visqueux= éruption explosif

Types de magma

L'enfoncement d'une plaque sous l'autre entraîne des sédiments riches en minéraux de basses températures comme le quartz (SiO_2), mais aussi les feldspaths et les argiles (micas).

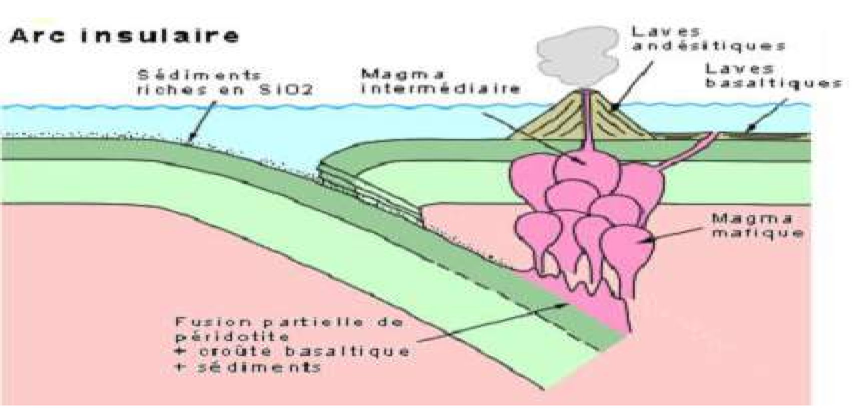
En profondeur, il y a fusion partielle, et le matériel fondu est un mélange de trois choses :

* la péridotite de la lithosphère inférieure,

* la croûte basaltique-gabroïque de la lithosphère supérieure,

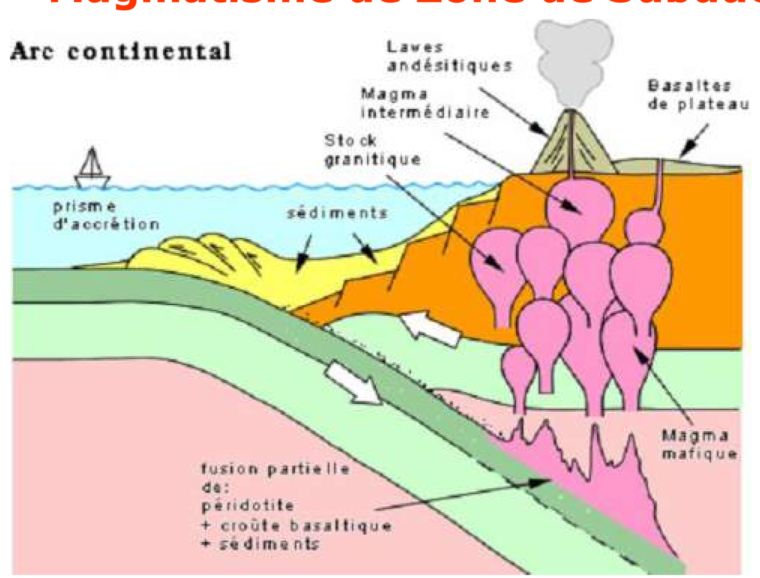
* les minéraux de basses températures des sédiments entraînés dans la subduction.

Magmatisme de Zone de Subduction : cas de l'arc insulaire



Contrairement aux zones de dorsales où la fusion partielle de péridotite ne pouvait donner qu'un magma mafique, ici la fusion partielle de ces trois entités qui contiennent tous les types de silicates pourra fournir des magmas de composition variée. Il peut se faire une ségrégation des magmas intermédiaires lorsque les températures atteintes seront intermédiaires, ce qui produit les volcans andésitiques des arcs insulaires, ou encore si les températures de fusion atteignent des niveaux plus élevées, on produit des magmas mafiques alimentant des coulées de laves basaltiques en surface.

Magmatisme de Zone de Subduction : le cas de l'Arc Continental



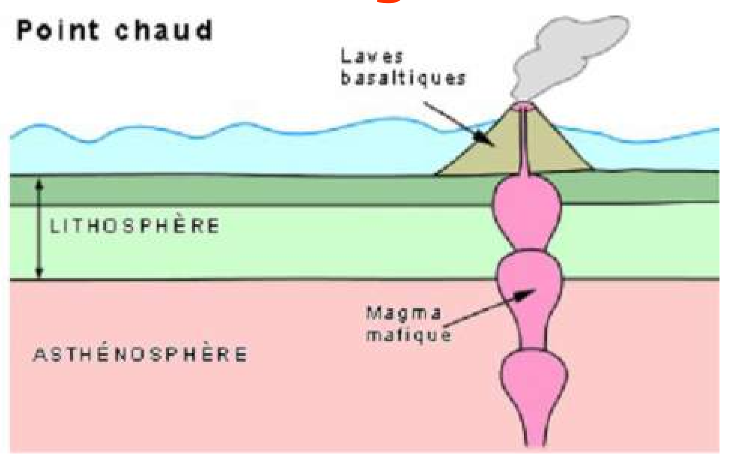
La fusion partielle affecte ici la péridotite de la lithosphère inférieure, la croûte basaltique-gabroïque de la lithosphère supérieure et les minéraux de basses températures des sédiments (plus important en volume).

Dans les premières phases de la fusion partielle, on produit des magmas intermédiaires et même par endroits des magmas felsiques.

Dans les phases plus chaudes, on produit des magmas mafiques qui peuvent alimenter des plateaux de basalte.

Dans ces croûtes continentales épaisses, on accumulera aussi des grands stocks granitiques qui peuvent correspondre aux fusions de basses températures et qui à cause de leur faible fluidité ne pourront parvenir jusqu'à la surface.

Magmatisme de Point Chaud :



Ce magmatisme provient de la fusion partielle de la péridotite du manteau. Le magma est donc un magma mafique qui produit des volcans basaltiques, comme ceux des îles Hawaii ou de la Polynésie.

Zouhair El Allali

Les minéraux

1. Définition :

- **La minéralogie :** l'étude des minéraux, de leur composition chimique, leur structure cristalline, leur propriété physique et chimique et leur mode de gisement.

- **Un minéral :** UN MINÉRAL EST UN SOLIDE INORGANIQUE CRISTALLIN DE COMPOSITION CHIMIQUE DÉFINIE, QUI RÉSULTE DE PROCESSUS COSMOLOGIQUES OU GÉOLOGIQUES.

Il existe toutefois des exceptions à cette définition :

- Tous les minéraux ne sont pas solides. Le mercure est le seul exemple de minéral liquide à température ambiante.
- Tous les minéraux ne sont pas inorganiques. Il existe une classe de minéraux organiques, regroupant certaines espèces comme l'ambre, notamment.
- Tous les minéraux ne sont pas cristallins. L'opale est un exemple bien connu de minéral amorphe.
- Tous les minéraux ne résultent pas de processus cosmologiques ou géologiques. Ainsi, les biominéraux sont formés grâce à l'intervention de bactéries ou d'organismes vivants. La whewellite et la struvite, par exemple, sont des minéraux constitutifs des calculs rénaux.

- **Minerai :** c'est un minéral ou un ensemble rocheux qui contient un ou des minéraux utiles à l'homme.
- **Cristal :** c'est un minéral qui a une forme géométrique régulière et symétrique.

La plupart des minéraux ont une structure cristalline, mais il existe quelque uns appelés « amorphe» (sans forme) qui ont une structure atomique désordonnée.

- **Système cristallin** : (7 systèmes cristallins) il désigne la forme géométrique du cristal qui se caractérise par une régularité des faces et leur symétrie.

- **Maille** : la maille est le plus petit volume qui possède les mêmes propriétés géométriques, physiques et chimiques du cristal.

2. Cristaux et Cristallographie

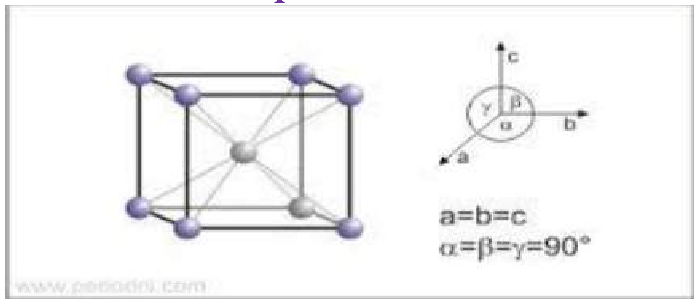
La cristallographie est la science qui se consacre à l'étude des substances cristallines à l'échelle atomique. Les propriétés physico-chimiques d'un cristal sont étroitement liées à l'arrangement spatial des atomes dans la matière. L'état cristallin est défini par un caractère périodique et ordonné à l'échelle atomique ou moléculaire. Le cristal est obtenu par translation dans toutes les directions d'une unité de base appelée maille élémentaire.

On appelle un cristal un solide minéral naturel homogène aux formes régulières, limité par des surfaces habituellement planes faisant entre elles des angles bien définis.

A) Les systèmes de Cristallisation

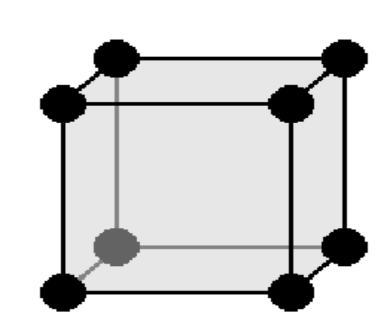
Les cristaux ont des formes extérieures spécifiques : selon leur symétrie ils sont classés en sept systèmes cristallins, chaque système peut comporter un très grand nombre de formes :

✓ **Cubique** : les bases sont carrées et faces carrés :

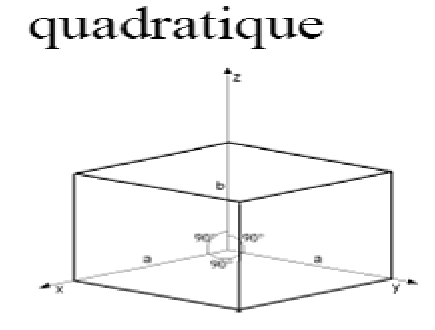


cubique

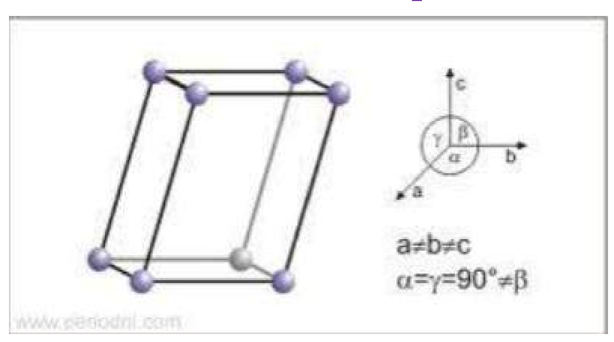
✓ **Quadratique** : Les bases sont carrées mais les faces sont rectangles.

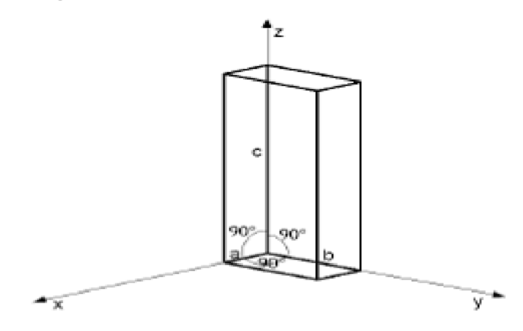


A = b ≠ c
α = β = γ = 90°

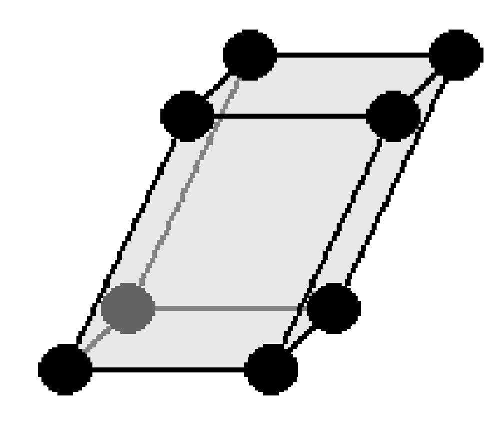


✓ **Orthorhombique** : Les bases et les faces sont rectangles

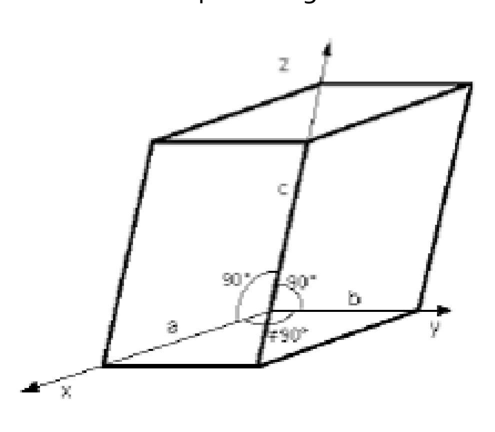




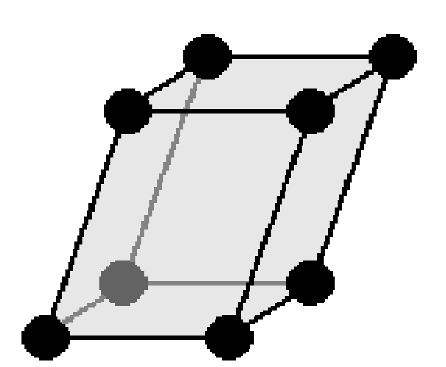
✓ **Monoclinique** : Bases rectangle, deux faces rectangles et deux faces parallélogrammes



a ≠ b ≠ c
α = γ = 90° β ≠ 90°



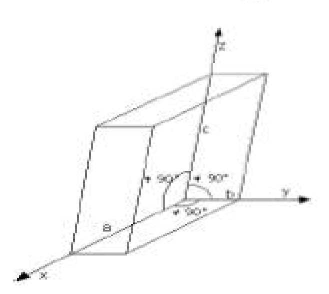
✓ **Triclinique :** les bases et les faces sont parallélogrammes



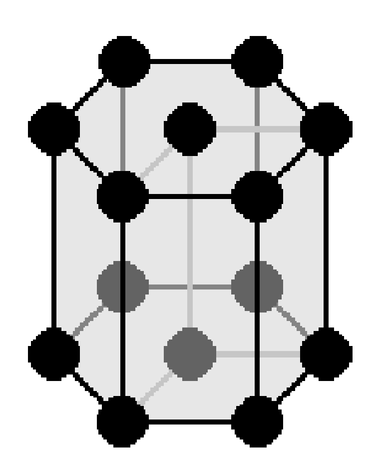
$A \neq b \neq c$

$\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90°$

triclinique



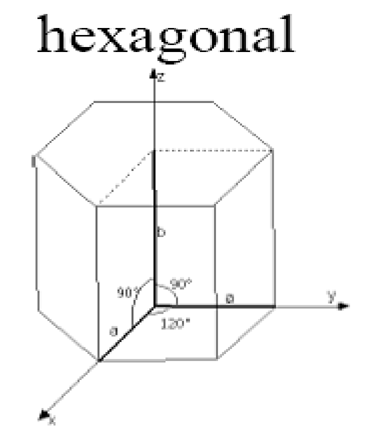
- ✓ **Hexagonal** : bases hexagonales, faces rectangles



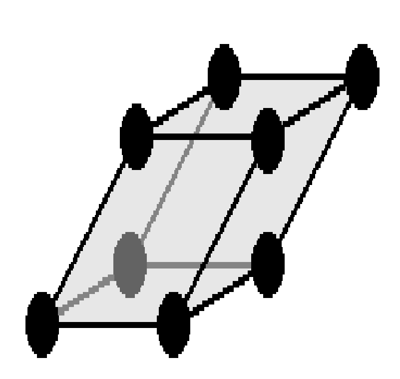
$A = b \neq c$

$\alpha = \beta = 90°$

$\gamma = 120°$

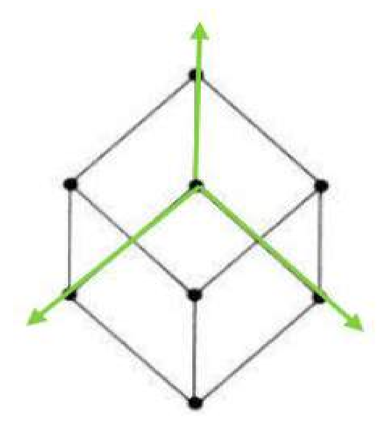


- ✓ **Rhomboédrique :** bases et faces losange



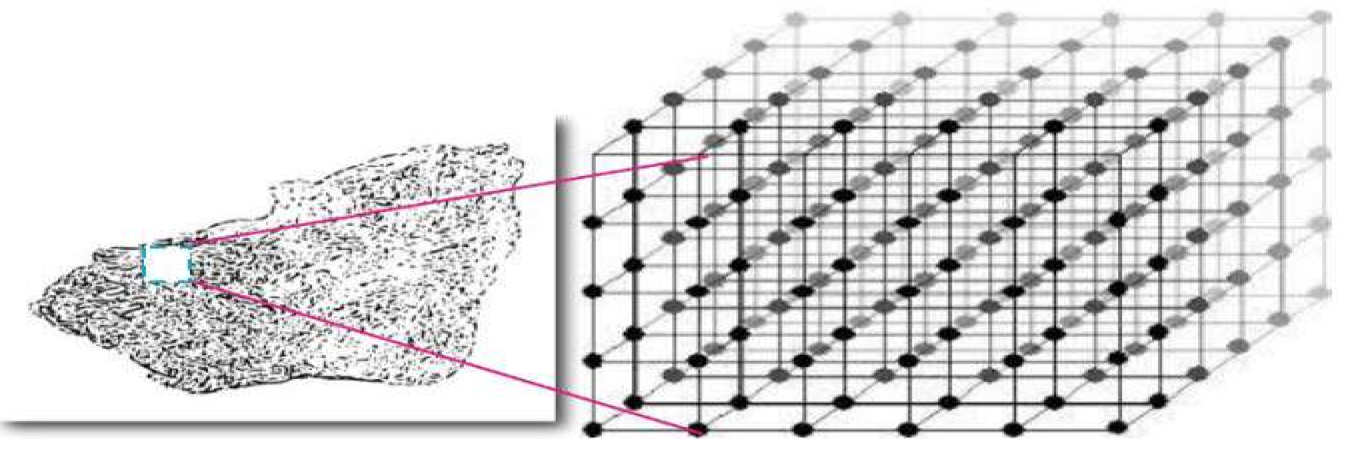
$A = b = c$

$\alpha = \beta = \gamma \neq 90°$

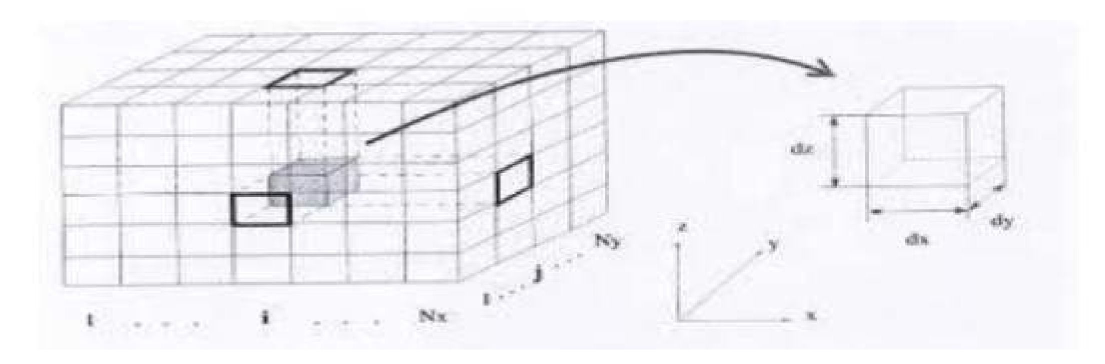


B) Mailles élémentaires :

La plupart des minéraux ont une structure cristalline. Cette structure est donnée par un assemblage infini et régulier d'atomes. Cette régularité s'explique par l'existence des réseaux et des mailles.

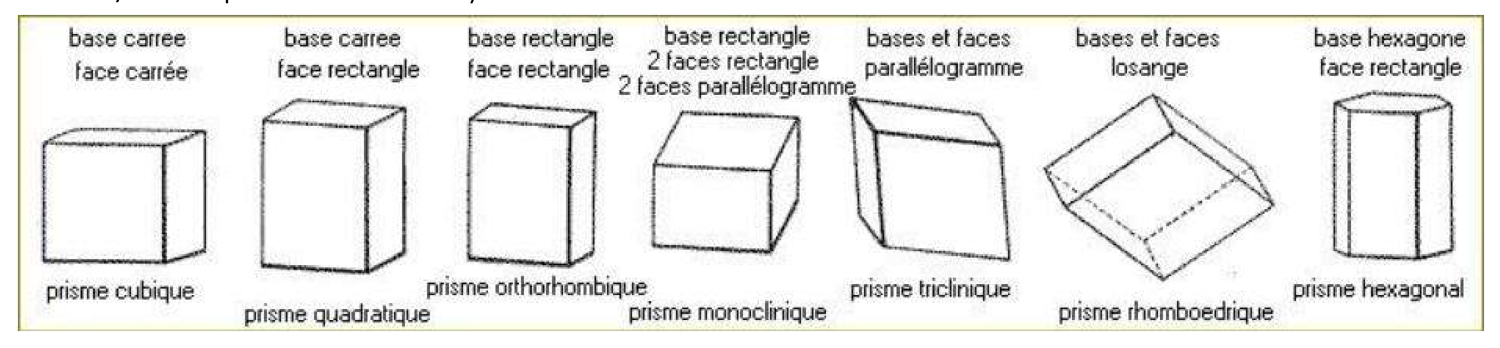


Pour représenter un cristal dans l'espace, on dessin sa maille.la maille est un volume repéré à 3 axe a,b et c, caractérisée par les valeurs de a, b et c. l'arrangement des mailles dessinent le réseau cristallin. On peut dire que la maille est l'unité basique du cristal.



Les mailles du le réseau 3d

Il existe 7 mailles pour déterminer le système cristallin :



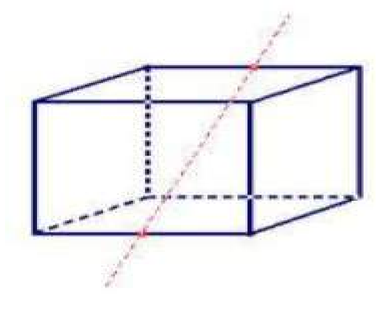
Symétrie des cristaux :

L'étude des minéraux montre qu'ils possèdent un certain nombre de de plans, des axes, et des centres de symétrie.

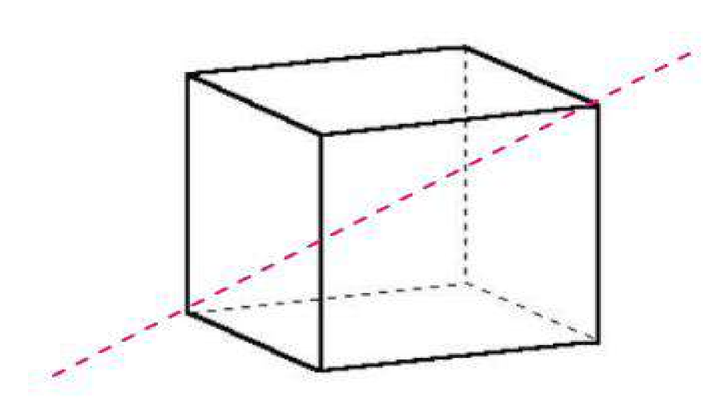
A. Axe de symétrie :

C'est une ligne telle qu'une rotation du cristal autour de cette ligne, d'un angle défini, provoque une superposition (ajustement, correspondance) complète avec la figure

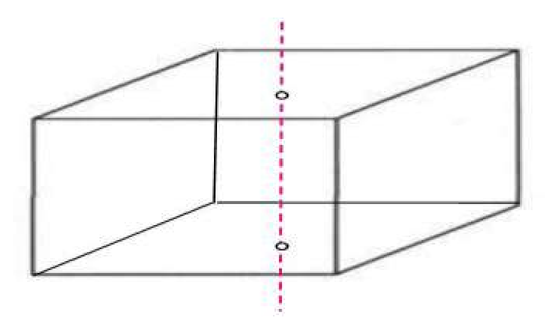
- Si l'axe est de 180° (π), l'axe est de l'ordre 2, c'est un axe binaire = A2



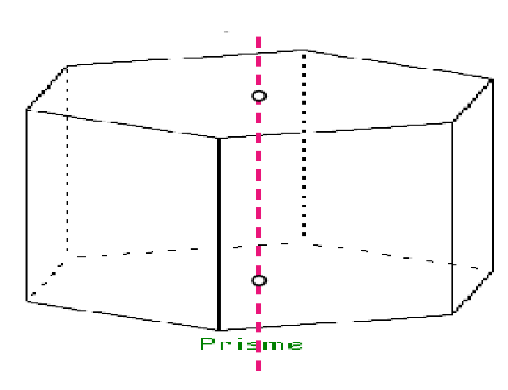
- Si l'axe est de 120° ($\frac{2\pi}{3}$), l'axe est de l'ordre3, c'est un axe binaire = A3



- Si l'axe est de 180° (π), l'axe est de l'ordre 4, c'est un axe quaternaire = A4

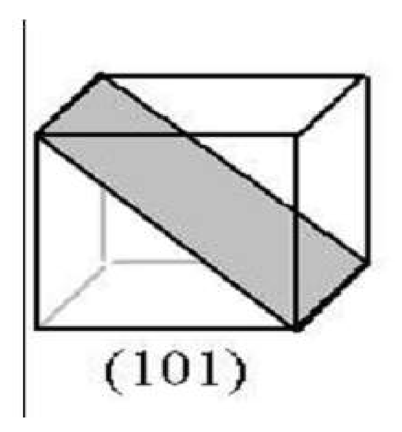


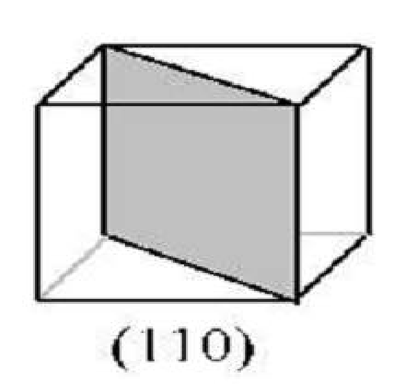
Si l'axe est de 60° ($\frac{\pi}{3}$), l'axe est de l'ordre 6, c'est un axe sénaire = A6

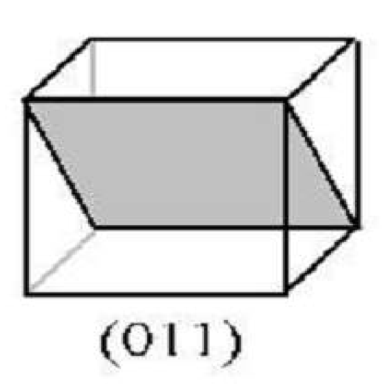


B. **Plan de symétrie :**

C'est un plan tel qu'il divise le cristal en deux moitiés qui sont l'image l'une de l'autre.

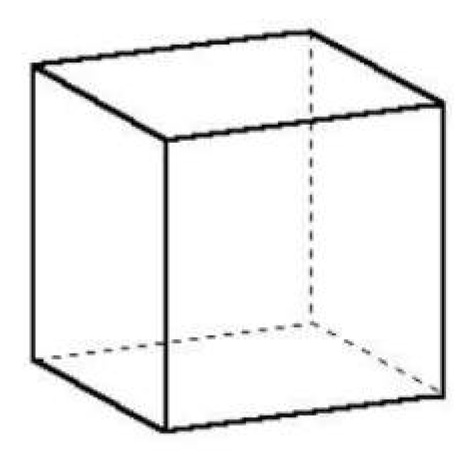






C. **Centre de symétrie :**

Un centre de symétrie existe quand toute ligne passant ce point atteint le contour du polyèdre en deux points situ à une distance égale de ce centre.



Identification des roches

Les minéraux possèdent des propriétés physiques qui permettent de les distinguer entre eux et qui deviennent des critères d'identification. Ce qui attire d'abord l'œil, c'est bien sûr la couleur et la forme cristalline des minéraux, mais il y a bien d'autres propriétés. Plusieurs de ces propriétés peuvent être observées sans l'aide d'instruments et sont d'une grande utilité pratique.

a) Couleur

Il y a une grande variété de couleurs chez les minéraux, mais c'est là un critère qui est loin d'être absolu. Des spécimens de couleurs différentes peuvent représenter le même minéral, comme le quartz qui présente plusieurs variétés selon la couleur qui va de l'incolore limpide (cristal de roche), au blanc laiteux, au violet (améthyste), au rouge (jaspe), au noir enfumé, au bleu, etc... Alors que des spécimens qui ont tous la même couleur peuvent représenter des minéraux tout à fait différents, comme ces minéraux à l'éclat métallique qui ont tous la couleur de l'or. la pyrite qu'on appelle l'or des fous, la chalcopyrite qui est un minerais duquel on extrait le cuivre, et l'or. Il faut noter que la couleur doit être observée sur une cassure fraîche, car l'altération superficielle peut modifier la couleur, particulièrement chez les minéraux à éclat métallique.

Ex : jaune, rouge… etc.

b) Forme

La forme cristalline est souvent ce qui donne la valeur esthétique d'un minéral. Chaque minéral cristallise dans un système donné, ce qu'on appelle un système cristallin. Un minéral donné reproduira toujours les mêmes formes régies par ce système. Par exemple, l'halite (sel) cristallise dans le système cubique. La calcite cristallise dans le système rhomboédrique, un système où les trois axes sont de longueur égale et où les angles entre les axes sont identiques, mais différents de 90°. Le quartz commun cristallise dans le système hexagonal ; on aura des cristaux à six côtés, et, dans les formes pyramidales, on aura une pyramide à six faces à chaque extrémité.

Automorphe : cristaux ou minéraux (qui possède une forme géométrique bien défini ; 7 système cristallins).
Xénomorphe : il n'a pas de forme nettement défini.

c) LA Densité :

C'est le rapport de la masse du corps (m) à celle d'un même volume d'eau (v), la densité des minéraux ou des roches peut facilement se mesurer.

d) CLIVAGE (cassure) :

Les cristaux peuvent se casser suivant des faces planes appelées plans de clivages. Le mica en fournit un bon exemple : à l'aide d'un couteau, il est possible de détacher facilement des lamelles (feuillets).

e) DURETE : La dureté d'un minéral (voir tableau 1.1) correspond à sa résistance à se laisser rayer. Elle est variable d'un minéral à l'autre. Certains minéraux sont très durs, comme le diamant, d'autre plutôt tendres, comme le talc.

Rayés par l'ongle	1	Talc
	2	Gypse
Rayés par une pièce en cuivre de un cent	3	Calcite
Rayés par la lame d'acier d'un canif	4	Fluorite
	5	Apatite
Rayent le verre	6	K-feldspath
	7	Quartz
	8	Topaze
	9	Corindon
	10	Diamant

Les minéralogistes ont une échelle relative de dureté qui utilise dix minéraux communs, classés du plus tendre au plus dur, de 1 à 10. Cette échelle a été construite par le minéralogiste autrichien Friedrich Mohs et se nomme par conséquent l'échelle de Mohs.

Sur cette échelle, on a quelques points de repères. Des minéraux comme le talc et le gypse sont si tendres qu'ils sont rayés par l'ongle. Pas étonnant qu'on utilise le talc dans les poudres pour la peau. La calcite est rayée par une pièce de cuivre, alors qu'une lame de canif, en acier, saura rayer tous les minéraux de dureté inférieure à 5, mais ne pourra rayer les feldspaths et le quartz. Un morceau de corindon, très dur, un minéral qu'on utilise dans les abrasifs, pourra rayer le quartz, mais sera rayé par un diamant.

f) ECLAT :

La surface du cristal peut briller beaucoup ou peu ; un objet a un éclat mat (ne brille pas) quand il ne renvoie pas la lumière, et il a un éclat métallique quand il renvoie la lumière comme un miroir.

g) Réaction Chimique :

Parmi les minéraux des roches, la calcite fait effervescence avec HLC. Alors ce type des roches contient de carbonate.